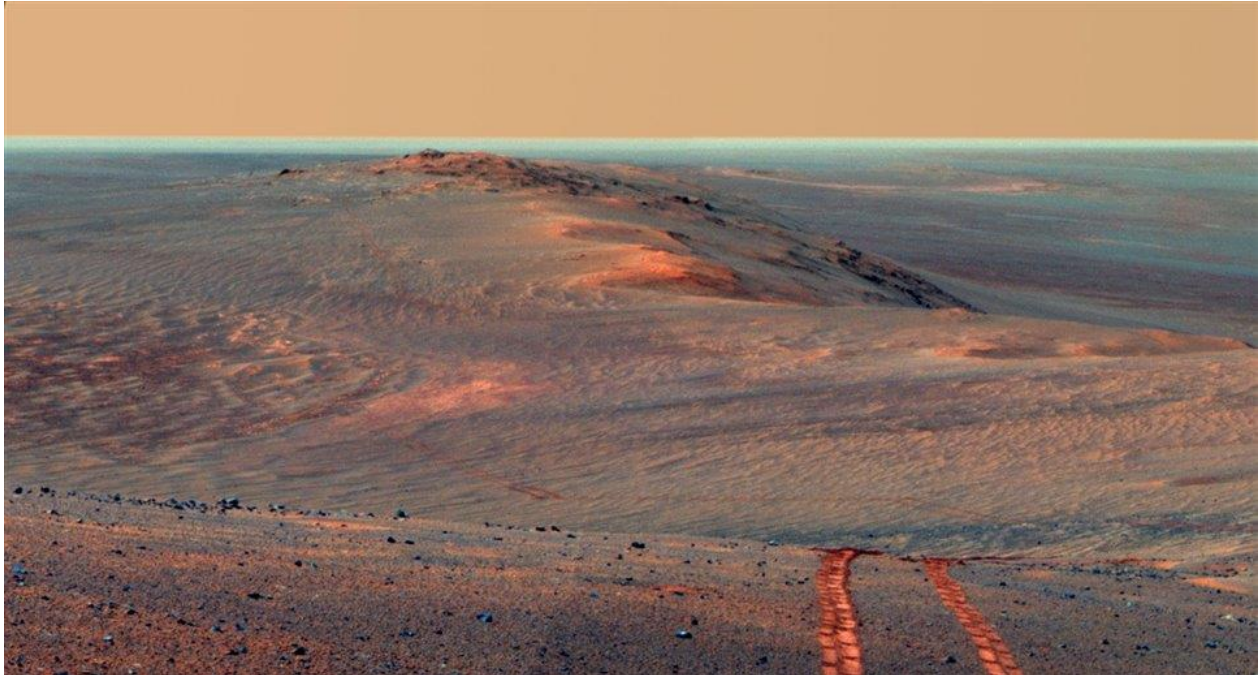




Universidad
Zaragoza



Estudio comparativo de estructuras tectónicas entre La Tierra y Marte

Autor: Álvaro Pérez Santolaria

Tutores: Luis Arlegui Crespo y Carlos Luis Liesa Carrera

Facultad de Ciencias

Curso 2019/2020

Foto tomada por el robot Curiosity tras pasar por el borde occidental del cráter Endeavour, en el verano de 2014.

National Geographic España (en línea) (fecha de consulta 26/08/2020). Disponible en:
<https://www.nationalgeographic.com.es/temas/marte/fotos/1/23>

Índice

1. Interés del estudio y objetivos	1
2. Metodología.....	2
3. Introducción a la geología de Marte	3
4. Estudio geológico en Marte: el monte Alba y alrededores.....	5
4.1 Fisiografía	5
4.2 Materiales y unidades geológicas	7
4.3 Estructuras tectónicas y formas del relieve.....	7
4.3.1 Estructuras lineales	7
4.3.1.1 Grabens	10
4.3.1.2 Valles fluviales	12
4.3.2 Estructuras circulares.....	13
4.3.2.1 Volcanes y montes	13
4.3.2.2 Depresiones	14
4.3.2.3 Catenas	16
4.3.3 Cronología.....	16
5. Interpretación general de la estructura.....	18
6. Comparación entre estructuras de Marte y La Tierra	19
6.1 Los edificios y escudos volcánicos y las formas de drenaje.....	19
6.2 Los edificios volcánicos y la red de fracturación	21
7. Conclusiones	22
8. Bibliografía	23
Anexo I: Perfiles topográficos de los grabens según su dirección.....	26

Abstract

In this report, we are going to describe a delimited zone in Mars from a tectonic point of view, mentioning its physiography, geology, mountains, volcanoes, impact craters, sinkholes, fossae, grabens, valleys and crater chains. After doing so, a chronology will be established, in order to have the basis of the different tectonic processes that originated them. Also, in this report we will make a comparison between this delimited zone and possible Earth's analogues, chosen by the author. This comparison is made so the study of Mars, highly dependant on secondary observations, can be made a little easier by studying its analogues on Earth.

The methodology followed is based upon bibliographic studies, since direct observations are impossible. However, thanks to nowadays technology, a cartography has been made by hand from the analysis of satellite images, making the study a bit more practical. The analysis of the data obtained from such cartography has also been made manually, with the support of software like *Google Earth* and *ArcGis*.

The studied zone is very big for Earth standards, being bigger than India, which makes the study of the tectonic structures very subtle. However, a total of 904 grabens (divided in 5 different families according to its direction), 67 crater chains, 376 valleys, 438 impact craters, 226 sinkholes, 3 volcanoes and 2 mountains have been recognized. This number of structures, quite significant, along with the geological study, served as a good half for the comparison.

At a more detailed level on the tectonic structures, the most important feature in the studied zone is the Alba Mons, a huge volcano with very soft flanks that was active since upper Noeic until Amazonian. It deforms the grabens that were developed after the formation of its main shield, giving them a typical shape in "wristwatch" with a concentric tendency in the east and west flanks that changes progressively to radial in the northern and southern flanks.

The impact craters have random distribution, and there are two different types depending on the number of layers of ejecta found on them. The biggest impact crater, known as *Rahe*, is found between two volcanoes, and is connected to the summit of one of them through a channel that once had water, forming a delta. The sinkholes, on the other hand, have very diverse formation mechanisms, and have a more linear distribution, seen in the density maps.

The cartography of grabens is the basis for the chronology. The cross-cut relationships between the different families made its correlation in time clear, being the SW-NE family the most recent one, followed by the N-S, the SE-NW and the E-W. The fifth family, the grabens which direction is modified by the presence of the Alba Mons, is hard to relate to the other families, since these grabens don't have to be from the same family. As for the age of the other tectonic structures, such as the valleys or the circular structures, we can look at the age of the rocks in which they develop in order to give them a proper age.

As for the comparison, Hawaii and its volcanoes Mauna Kea, Mauna Loa and Mauna Ulu have developed valleys similar to those found on the Alba Mons, named "enigmatic" forms, formed over lava flows covered in ash. On the Snake River Plain and the Monument and National Reserve of Craters Of The Moon, the presence of low shields and tube-fed flows is very similar to that found on Alba Mons. Looking into the fracturation network, it is very similar to the one found on the Basin and Range Province, which is related to ash flows. Finally, the East African Rift is formed under a very similar geological context, and the Tanganika-Malawi-Rukwa Rift is also formed by grabens and half-grabens.

1. Interés del estudio y objetivos

El estudio de las estructuras tectónicas desarrolladas en Marte es un análisis singular debido a que su formación queda encuadrada dentro de unas condiciones erosivas, tectónicas y astronómicas muy diferentes a las encontradas en La Tierra. Por otro lado, la comparación de estas estructuras con las de nuestro planeta, aunque resulta compleja, nos permite comprender las condiciones de las estructuras marcianas mediante la observación de las terrestres y analizar las posibles semejanzas y diferencias entre

ellas. Además, la ausencia de cobertura vegetal y animal y su actividad, incluida la humana, posibilita la observación nítida, aunque a distancia, de las estructuras geológicas, en especial de las estructuras tectónicas.

El estudio se va a realizar sobre una zona de aproximadamente 3.772.196 km² de área (figura 1), y se encuentra situada en la parte septentrional de la región de Tharsis (conocida por sus enormes volcanes), situada en la mitad oeste del hemisferio norte del planeta. Abarca también la región de Arcadia y Diacria.

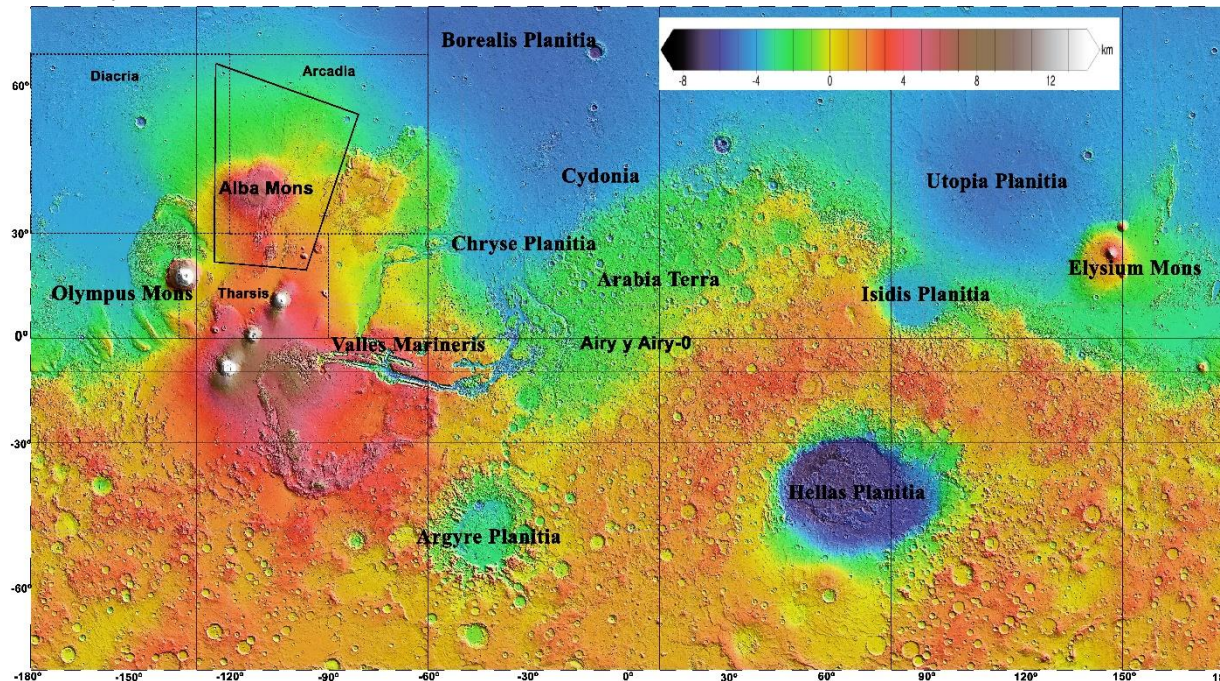


Figura 1: Mapa hipsométrico de Marte, ilustrando las provincias morfológicas mayores, las estructuras/superficies de primer orden, la posición de las regiones de Arcadia, Diacria y Tharsis (área delimitada con una línea discontinua) y la localización de la zona de estudio (área delimitada por una línea negra). Colores fríos corresponden a menores altitudes, colores cálidos a cotas altas. Elaborado por NASA a partir de datos del proyecto Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) (modificada de una imagen del proyecto MOLA: NGS, MOLA ST, MSS; JPL, NASA, 2020).

Los objetivos que se pretenden conseguir con la realización de este trabajo son:

1. Conocer la geología marciana y su escala geológica según diversos autores.
2. Realizar una cartografía detallada que permita reconocer las estructuras tectónicas y geomorfológicas de una zona de Marte para su posterior descripción y estudio en profundidad.
3. Describir las estructuras de esta zona con la mayor precisión posible, centrándose en los aspectos morfológicos que nos permiten su diferenciación, su distribución espacial o sus características morfométricas.
4. Establecer una cronología de estructuras a partir de sus relaciones de corte y relacionar, en la medida de lo posible, la formación de las mismas con la escala geológica de Marte.
5. Interpretar de manera general el conjunto de estructuras tectónicas y la manera en que se relacionan entre sí.
6. Llevar a cabo una comparación con zonas de La Tierra con el fin de poder relacionar los factores tectónicos de ambos planetas con las estructuras desarrolladas en ellos.

2. Metodología

El análisis de la zona de estudio de Marte se ha realizado de manera bibliográfica y práctica, mediante la utilización de diferentes programas que permiten la visualización de Marte.

La revisión de bibliografía para la realización de este trabajo ha sido exhaustiva, ya que trata desde aspectos generales de la evolución y geología del planeta hasta estructuras de pequeña escala de vital importancia para realizar la comparación. Además, también se ha buscado bibliografía sobre las zonas

de La Tierra que se utilizarán en la comparativa, si bien estos trabajos son mucho más abundantes y precisos que los relacionados con Marte.

Desde el punto de vista de trabajo de gabinete, se ha cartografiado la zona de Marte con la herramienta *Google Mars*, localizada en *Google Earth Pro*, que permite alternar entre la capa “Visible Imagery”, que mezcla información de la misión Viking de la NASA y de la Mars Orbiter Camera (MOC), también construida por la NASA, y la capa Colorized Terrain, que aporta información sobre la altura de cada punto de la zona a partir de datos del Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA). De esta manera, se ha podido cartografiar la zona mediante polígonos o líneas para, posteriormente, proceder a su estudio de manera más detallada. Así, se han podido distinguir diferentes tipos de estructuras atendiendo a su carácter linear o circular, su morfología o su dirección.

Una vez realizada la cartografía, los archivos generados se han introducido en el programa *ArcGIS*, donde se representan sobre una imagen obtenida de la herramienta “Map a planet 2”, también propuesta por la NASA y descargada de la página web de la *United States Geological Survey (USGS)* (<https://astrogeology.usgs.gov/tools/map-a-planet>).

Con el programa informático *ArcGIS*, hemos obtenido los gráficos, mapas, etc., que se necesitan para el análisis de las estructuras tectónicas marcianas, y mejorado su visualización. Además, con este programa y con la ayuda de *QGIS*, se han analizado las direcciones de cada familia de grabens, de las diferentes áreas de la zona de estudio y de los grabens en conjunto, y se han realizado diagramas de rosa con el programa informático *Stereonet*.

Para calcular los valores morfométricos de los grabens, se ha descargado un MDT de los mapas propuestos por la Nasa y disponibles para su descarga en la web de la *USGS* (https://astrogeology.usgs.gov/search/details/Mars/GlobalSurveyor/MOLA/Mars_MGS_MOLA_DEM_mosaic_global_463m/cub).

Para la comparación con estructuras de La Tierra, se ha descargado un Modelo Digital del Terreno de la isla de Hawái de la página web de la *SOEST (School of Ocean and Earth Science Technology)* (<http://www.soest.hawaii.edu/coasts/data/hawaii/dem.html>) y su ortofoto de la página web de la oficina de planificación de Hawái (<http://planning.hawaii.gov/gis/download-gis-data/>). Ambos han sido analizados con *ArcGIS* para identificar las estructuras necesarias para la comparación. Además, para la comparación con Idaho se ha realizado una cartografía manual mediante el programa *Google Earth Pro*.

Las imágenes han sido editadas con el programa *Photoshop CS6* para adaptar su formato al de este trabajo y facilitar su comprensión.

3. Introducción a la geología de Marte

Es importante conocer la geología de Marte para poder contextualizar los diferentes rasgos a analizar en este trabajo. Debido a la ausencia de agentes externos en la mayor parte de la historia del planeta, la tasa de erosión es muy baja, lo que permite el reconocimiento de estructuras muy antiguas y su relación con otras más recientes.

El exceso de ^{182}W y ^{142}Nd encontrado en los meteoritos marcianos y la edad de 4500 Ma en el ALH84001 indican que Marte sufrió un proceso de acreción y diferenciación rápido, durante unas pocas decenas de millones de años (Lee y Halliday, 1997; Nyquist et al., 2001).

Según Hauck y Phillips (2002), los flujos de calor tuvieron su máximo en 60-70 mW m⁻² hace 4400 Ma, para posteriormente disminuir de manera prácticamente lineal hasta los valores actuales (10-20 mW m⁻²). Esta evolución se relaciona con la actividad volcánica del planeta, por lo que probablemente ésta también comenzó siendo elevada para, posteriormente, disminuir rápidamente, aunque la mayor parte de la evidencia geomorfológica de este vulcanismo temprano haya sido destruida (Carr y Head, 2010).

El meridiano 0 del planeta queda situado en el cráter Airy-0, un pequeño cráter dentro de Airy, uno más grande, ya que presenta características areocéntricas (Duxbury et al., 2014). En la Tierra, el *datum* a partir del cual medimos la altura de una zona es el nivel del mar, pero en Marte queda definido por el campo gravimétrico, siendo el punto de elevación cero aquel en el que la presión atmosférica media es igual al punto triple del agua, es decir, 6.1 mbar o 610 Pa (Zeitler et al., 2000).

De especial relevancia es conocer las escalas de tiempo geológico utilizadas en Marte (figura 2). La más detallada y más utilizada se basa en las relaciones de intersección y el número de cráteres de impacto sobrepuestos en la superficie del planeta (Scott y Carr, 1978). Atendiendo a estas características superficiales de Marte, las superficies (y las rocas) se han clasificado como pertenecientes a cuatro periodos: Pre-Noeico, Noeico, Hespérico y Amazónico (figura 2).

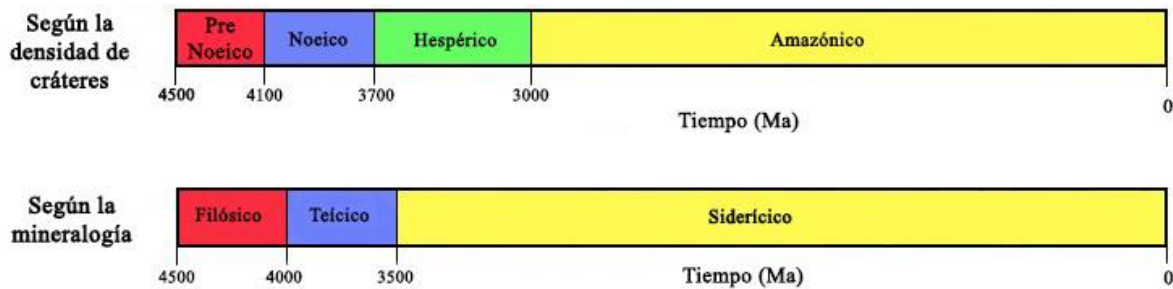


Figura 2: Escalas de tiempo geológico de Marte según (arriba) la densidad de cráteres (Scott y Carr, 1978) y (abajo) la mineralogía (Bibring et al., 2006).

El periodo Pre-Noeico abarca desde la formación del planeta, hace 4500 Ma, hasta la formación, por un impacto meteorítico, de Hellas Planitia, una gran llanura localizada en el sur de Marte hace aproximadamente 4100 Ma. Las condiciones superficiales son muy inciertas, dado que el registro geológico ha sido eliminado casi en su totalidad. Tan solo se sabe que se caracteriza por un campo magnético (figura 3), y que se formaron numerosas cuencas formadas por impactos meteoríticos, incluyendo la que formó una dicotomía global entre el hemisferio norte y el sur (Carr y Head, 2010), de manera que el norte tiene una corteza más delgada (Neumann et al., 2004) y tiene elevaciones mucho menores (Aharonson et al., 2001).

El periodo Noeico se estima que abarca desde la formación de Hellas Planitia hasta hace unos 3700 Ma, aunque esta edad se encuentra en constante debate debido a la distribución no uniforme de los cráteres secundarios. Las características más distinguibles del Noeico respecto a tiempos más posteriores son la gran abundancia de cráteres, fuerte erosión, formación de valles por erosión por agua, acumulación de la mayoría de sedimentos de Tharsis y unas condiciones superficiales que permitieron una generación extensa de productos de meteorización como filosilicatos. La elevada frecuencia de impactos provocó 1) una distribución de material de eyección a lo largo de todo el planeta, 2) una actividad hidrotermal alrededor de los impactos, 3) la fracturación de los materiales de la superficie, facilitando su transporte por agua y viento y 4) la brechificación de los materiales cercanos a la superficie, incrementando su porosidad y afectando así al movimiento de las aguas subterráneas y su acumulación.

Atendiendo a la densidad de cráteres, el periodo Hespérico se extiende desde el final del bombardeo intenso, hace 3700 Ma, hasta hace 3000 Ma (Hartman y Neukum, 2001). Las características principales del Hespérico son continuas pero episódicas: grandes planicies de lava formadas por vulcanismo, menor tasa de formación de valles que en el Noeico, formación de cañones, formación de los mayores canales y sus lagos terminales o mares, tasas de erosión extremadamente bajas, una abrupta disminución y posible cese de alteración de las rocas para formas filosilicatos, y acumulación local de depósitos ricos en sulfatos. (Carr y Head, 2010).

Según un estudio de Greeley y Spudis (1981), el vulcanismo del Hespérico (figura 3) es evidente en la formación de crestas planas y un elevado número de volcanes escudo, conocidos como *paterae*, como es el caso del Apollonaris, Alba, Peneus... La formación de valles, si bien es mucho menor que en el Noeico, se puede dar a escala local, especialmente en las laderas de estos volcanes por erosión fluvial, bien debida a un cambio climático global, bien debida a la fusión de bloques de nieve situados en la cima de los volcanes (Fassett y Head, 2008).

El periodo Amazónico se extiende desde hace aproximadamente 3000 Ma hasta el presente. Para ponerlo en perspectiva, abarca desde la mitad del Arcaico en adelante en la cronología terrestre. A pesar de representar un tiempo tan largo, los cambios geomorfológicos superficiales por procesos básicos de impactos meteoríticos, tectónica y vulcanismo son modestos comparados con periodos anteriores, y la extremadamente baja tasa de erosión del Hespérico continúa durante el Amazónico (Golombek et al., 2006). La característica más distintiva de este periodo es la abundante evidencia de la acción de hielo,

especialmente en latitudes medias-altas, debido entre otras cosas a la baja tasa de formación de terreno (Carr y Head, 2010). El vulcanismo se concentra en Tharsis, Elysium y sus alrededores, donde los volcanes escudo siguen creciendo y las llanuras de lava continúan acumulándose. Se estima que el volumen de material efusivo disminuye de 1 km³/año en el Hespérico a tan solo 0.1 km³/año en el Amazónico (Greeley y Schneid, 1991; Hartmann y Neukum, 2001).

Alternativamente a esta cronología, Bibring et al. (2006) propuso una basada en la relación entre la mineralogía, el clima y la geología del planeta, que divide la historia del planeta en tres eras (figura 2): Filósica, Teílica y Siderílica.

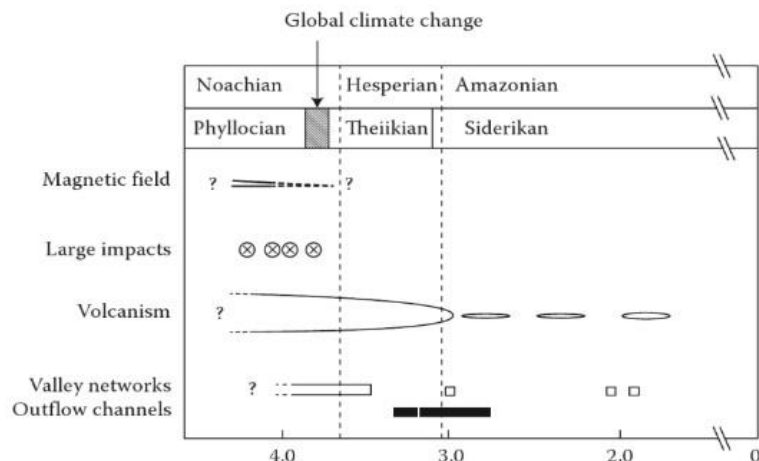
En la era Filósica, hasta la mitad del Noeico, se formaron filosilicatos subsuperficiales como resultado de alteración hidrotermal bajo condiciones generalmente alcalinas o neutras. Si bien es necesaria la presencia de agua para que se produzca dicha alteración, el clima podía ser variable, siempre y cuando las arcillas se formaran a partir de magma húmedo o hidrotermalmente. Así pues, el Marte primigenio podía ser cálido y húmedo, frío y húmedo o frío y seco. Pero el hecho de que las arcillas superficiales sólo se produjeron en el final del Noeico y el principio del Hespérico prueban que el agua subterránea disponible disminuyó. En otras palabras, hubo una fase de transición tras la era Filósica cuando el planeta se estaba volviendo más árido (Longstaff, 2015).

En la era Teílica se formaron sulfatos en el límite Noeico-Hespérico como resultado de la desgasificación del agua y dióxido sulfúrico por el extenso vulcanismo que formó Tharsis e inundó las llanuras del hemisferio norte, provocando su hidratación. El ácido sulfúrico precipitó y reaccionó con rocas de la superficie, produciendo los sulfatos. Esto implica cantidades sustanciales de agua y, por lo tanto, se formó agua de escorrentía, correlacionándolo de esta manera con el Noeico, durante el cual se formaron los valles principales del planeta (Longstaff, 2015).

En la era Siderílica domina la oxidación férrica y la formación de óxidos de hierro de color rojo. Estos óxidos son anhidros, por lo que el clima debió de ser árido. El agente de oxidación más probable es el peróxido de hidrógeno (H₂O₂), formado en una serie de reacciones que comienza con la producción de OH⁻ por la fotólisis del agua por radiación ultravioleta. Este peróxido, además, pudo haber sido producido por los campos electrostáticos generados durante tormentas de arena, dado que esto también produce OH⁻. Hoy en día, la concentración de peróxido de hidrógeno en la atmósfera de Marte es muy baja. Si este era el caso durante la Era Siderílica, la oxidación de Marte ha sido un proceso lento (Longstaff, 2015).

En la figura 3 se observa la relación entre ambas escalas de tiempo geológico marcianas, junto con los principales eventos que se dieron lugar durante su historia, y en la figura 4 podemos ver un mapa geológico de Marte y la zona de estudio situada en el mismo.

Figura 3: Escala geológica de Marte con los principales eventos acontecidos durante ella (Según Longstaff, 2015).



4. Estudio geológico en Marte: el monte Alba y alrededores

4.1 Fisiografía

Nuestra zona de estudio se encuentra en el hemisferio norte del planeta (figura 1), en su parte oeste, abarcando la parte septentrional de Tharsis, terrenos algo más boreales correspondientes a la zona de Arcadia, y la parte más oriental de Diacria.

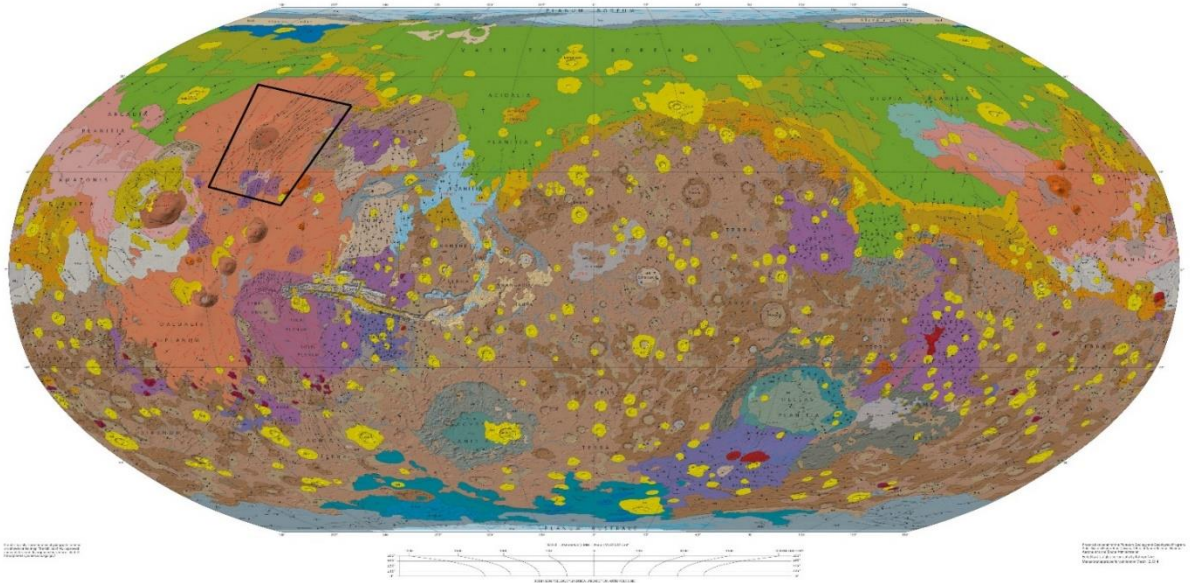


Figura 4: Mapa geológico del planeta Marte (tomada de Tanaka et al., 2014) con la localización de la zona de estudio (ver leyenda de unidades en la versión WEB del mapa "<http://dx.doi.org/10.3133/sim3292>").

La superficie que abarca la zona de estudio de este trabajo tiene 7737 km de perímetro y 3.772.196 km² de área (figura 1): a título comparativo, es algo mayor que la India (3.290.000 km²). Esto implica que su descripción se debe realizar de manera general, ya que la cantidad de características superficiales presentes en ella son demasiado numerosas como para ser consideradas a escala local.

La zona de estudio presenta unas altitudes muy variables, desde los 6600 m de altura en la cúspide del volcán Alba Mons, hasta los -3500 m en la zona noreste de la misma, aunque en el fondo de los cráteres más profundos se pueden alcanzar los -4000 m (figura 5a). Las altitudes de la zona sur son más elevadas que los de la zona septentrional, ya que la primera se encuentra en el margen norte de Tharsis, caracterizado por unas altas cotas. Las altitudes más altas se dan en la caldera del volcán y en el flanco oeste del mismo, ya que este flanco tiene una pendiente más baja que el resto.

Los volcanes más pequeños, situados al sureste del Alba Mons, llamados Ceraunius Tholus y Uranus Tholus, alcanzan altitudes de 8200 y 4850 metros, respectivamente. Así pues, Ceraunius Tholus alcanza una altitud mayor incluso que la del Alba Mons a pesar de ocupar una superficie mucho menor, ya que su pendiente es considerablemente superior.

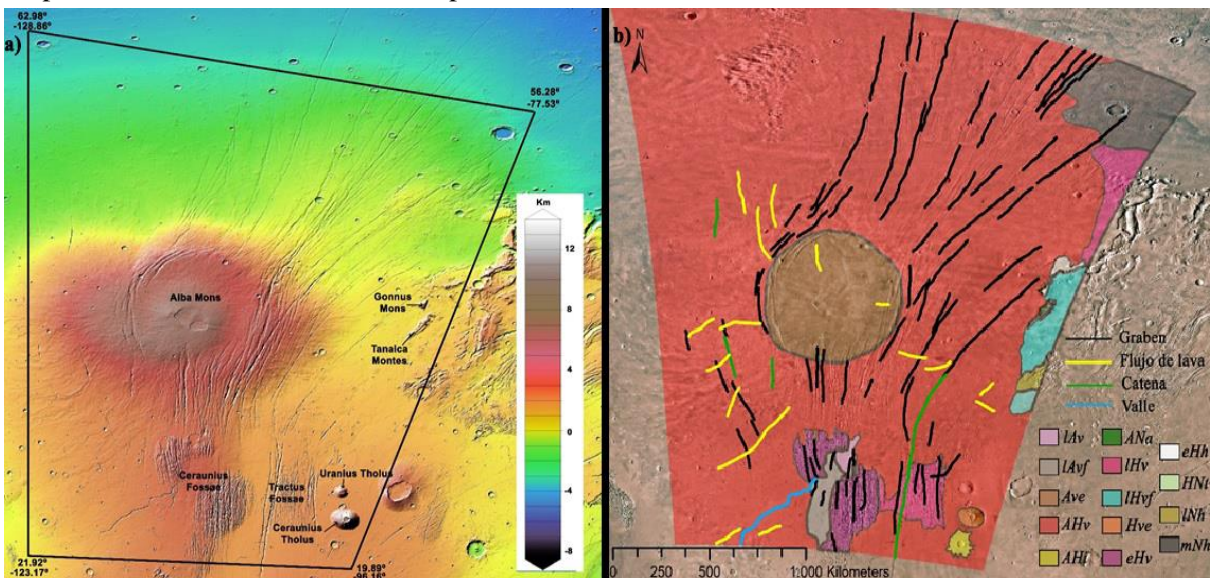


Figura 5: a) Mapa hipsométrico de la zona de estudio de Marte. Elaborado por la NASA a partir de datos del proyecto Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) (modificada de una imagen del proyecto MOLA: NASA/USGS/ESA/DLR/FU Berlin) b) Mapa geológico en detalle de la zona de estudio (ver descripción de unidades en la Tabla 1), junto con las formas geomorfológicas más importantes.

Los montes situados al este del Alba Mons, los Tanaica Montes y el Gonnus Mons, llegan a altitudes de 2150 y 2600 metros respectivamente. Estas alturas, a pesar de ser relativamente bajas, hacen que estos relieves destaquen, ya que se encuentran rodeados de zonas de alturas próximas al *datum*.

Por último, Ceraunius Fossae varía entre los 3200 y los 4100 metros de altura, mientras que la Tractus Fossae varía entre los 1450 y los 2200.

4.2 Materiales y unidades geológicas

Atendiendo al mapa geológico de Marte (Tanaka et al., 2014), la mayor parte de la zona de estudio está comprendida por la unidad volcánica Hespérica y Amazónica (AHv), en cuyo centro y rodeada por ésta aparece el edificio volcánico del Amazónico (Ave) del Alba Mons (figura 5b). La descripción, interpretación y edad de estas unidades, y de otras reconocidas en el área de estudio, están recogidas en la Tabla 1.

En la zona sur y este encontramos diferentes unidades de edades muy variadas (figura 5b): al sur del Alba Mons encontramos la unidad volcánica del Amazónico superior (IAv) y la unidad de campo volcánico del Amazónico superior (IAvf), las más modernas de toda la zona, y que corresponden a la parte central y menos fracturada de Ceraunius Fossae. Adyacente a estas unidades aparece la unidad volcánica del Hespérico inferior (eHv), mucho más antigua y disectada por IAv y IAvf. Además, al este de eHv encontramos la unidad volcánica del Hespérico superior (IHv), que corresponde a Tractus Fossae.

En el vértice sureste de la zona está el volcán Ceraunius Tholus, que corresponde a la unidad de campo volcánico del Hespérico (Hve) y, al sur del mismo, aparece la unidad de impacto del Amazónico y Hespérico (AHi), que se trata de un cráter de impacto y las diferentes capas de material eyectado.

En el límite este de la zona, aparecen los Montes Tanaica, que corresponden a la unidad de plataforma del Noeico y Amazónico (ANa), y el Gonnus Mons, que es la unidad de transición del Noeico y Hespérico (HNt). Estos montes están rodeados por la AHv en su flanco oeste y la unidad de campo volcánico del Hespérico superior (IHvf) en su flanco este. Esta última unidad está, además, disectada en su parte más austral por la unidad de tierras altas del Noeico superior (INh).

Al norte del Gonnus Mons encontramos la unidad de tierras altas del Hespérico inferior (eHh), de nuevo la IHv y, en la esquina noreste de la zona, la unidad mNh, la unidad más antigua.

4.3 Estructuras tectónicas y formas del relieve

En la figura 6 se observa la cartografía general de la zona, diferenciando entre trazados de valle, depresiones circulares y volcanes/montes. Estas estructuras se han agrupado en dos tipos principales, atendiendo a si son estructuras lineales o circulares.

4.3.1 Estructuras lineales

En la imagen satelital de la zona, se observan lineaciones marcadas con direcciones definidas que, en ocasiones, varía de una zona a otra. Además, se han podido diferenciar dos tipos de estructuras lineales: unos valles rectilíneos agrupados en familias de orientaciones preferentes muy marcadas, y unos valles divagantes y con una geometría dendrítica incipiente jerarquizada.

Mediante la realización de perfiles topográficos transversales a las misma (figura 7), se han categorizado como fosas o valles paralelas o subparalelas de gran longitud, anchura y profundidad (tabla 2). Por lo general, las depresiones tienen laderas más pronunciadas y un fondo de menor pendiente.

Estudio comparativo de estructuras tectónicas entre La Tierra y Marte

Tabla 1: Edad, siglas, nombre, descripción e interpretación de las unidades geológicas de la zona de estudio (modificada de Tanaka et al., 2014).

Edad	Unidad (sigla, nombre)	Descripción	Interpretación
Amazonico	IAv – Late Amazonian Volcanic unit (Unidad volcánica del Amazónico superior)	Depósitos planares (> 1000 km de longitud y decenas de metros de espesor) con escarpes lobados. Canales sinuosos y crestas abundantes. Relieve bajo y algún edificio escudo.	Lavas de inundación sin modificar, incluyendo canales de lava y otras morfologías, con fuente en fisuras y escudos.
	IAvf – Late Amazonian Volcanic field unit (Unidad de campo volcánico del Amazónico superior)	Flujos de decenas de kilómetros de longitud y decenas de metros de espesor que se extienden desde los escudos y fisuras.	Flujos de lava sin modificar, no diferenciados a escala de mapa.
	Ave – Amazonian Volcanic edifice (Edificio volcánico del Amazónico)	Edificio, de cientos de kilómetros de diámetro y hasta 10 km de altura, en forma de escudo formado por flujos lobados de espesor métrico y anchura de entre decenas y cientos de kilómetros.	Edificio volcánico compuesto de flujos de lava y rocas volcanoclásticas, deformado por el colapso de la cumbre por la retirada del magma.
	ANa – Amazonian and Noachian Apron unit (Unidad de plataforma del Noéico y Amazónico)	Protuberancias irregulares, mesas y derrubios frontales. Mesas de decenas de kilómetros de ancho, derrubios de cientos de metros de espesor que se extienden cientos de kilómetros.	Materiales del Amazónico ricos en hielo derivados de erosión y transporte por flujos de masa y subyacente relicto Noéico, modificados ambos por procesos termokársticos.
	AHv – Amazonian and Hesperian Volcanic unit (Unidad volcánica del Amazónico y Hespérico)	Flujos lobados, de hasta decenas de metros de espesor y cientos de kilómetros de longitud, apilados y con ligera pendiente. Espesor acumulativo de hasta varios kilómetros.	Lavas de inundación y grandes flujos de lava, indiferenciados, originados por fisuración regional y sistemas de ventilación.
	Ahi – Amazonian and Hesperian Impact unit (Unidad de impacto del Amazónico y Hespérico)	Cráteres con bordes que incluyen una o varias capas de material eyectado con espesor de entre metros y cientos de metros.	Rocas y sedimentos eyectados y con brechas, con zonas locales de fusión por impacto.
Hesperico	IHv – Late Hesperian Volcanic unit (Unidad volcánica del Hespérico superior)	Flujos lobados de hasta decenas de metros de espesor y hasta cientos de kilómetros de largo.	Lavas de inundación indiferenciadas, con fuente de fisuras regionales.
	IHvf – Late Hesperian Volcanic field unit (Unidad de campo volcánico del Hespérico superior)	Flujos lobados (varios metros de espesor y decenas de kilómetros de longitud) que emanan de escudos bajos y fisuras, que se extienden varias decenas de kilómetros de ancho y tienen cientos de metros de espesor o más.	Volcanes y flujos de lava.
	Hve – Hesperian Volcanic field unit (Unidad de campo volcánico del Hespérico)	Edificios volcánicos en escudo formados por flujos lobados de decenas a cientos de kilómetros de largo y decenas de metros de espesor.	Edificios volcánicos compuestos por diferentes combinaciones de flujos de lava, material piroclástico y depósitos volcánicos.
	eHv – Early Hesperian Volcanic unit (Unidad volcánica del Hespérico inferior)	Depósitos planares, comúnmente con escarpes lobados, de hasta decenas de metros de espesor y varios cientos de kilómetros de largo.	Lavas de inundación, indiferenciadas y con fuente en fisuras regionales, con presencia de contracción térmica.
	eHh – Early Hesperian Highland unit (Unidad de tierras altas del Hespérico inferior)	Formas elevadas y planas, con afloramientos relativamente suaves, de cientos de kilómetros de extensión y hasta cientos de metros de espesor.	Materiales indiferenciados de impacto, volcánicos, eólicos y fluvio/lacustres, localmente degradados y/o deformados.
	HNT – Hesperian and Noachian Transition unit (Unidad de transición del Noéico y Hespérico)	Protuberancias, mesas y derrubios frontales de hasta cientos de kilómetros de espesor.	Brechas de impacto del Noéico, sedimentos y depósitos volcánicos con derrubios frontales del Hespérico bajo condiciones de contracción.
Noéico	INh – Late Noachian Highland unit (Unidad de tierras altas del Noéico superior)	Formaciones planas, localmente rugosas, de hasta varios cientos de metros de espesor que aparecen normalmente en depresiones de las zonas altas.	Materiales indiferenciados de impacto, volcánicos, fluviales y de cuenca, ligeramente o fuertemente degradados y/o deformados.
	mNh – Middle Noachian Highland unit (Unidad de tierras altas del Noéico intermedio)	Topografía irregular con afloramientos de alto relieve que se extienden desde cientos a miles de kilómetros y espesor máximo de más de un kilómetro.	Materiales indiferenciados de impacto, volcánicos, fluviales y de cuenca, moderadamente o fuertemente degradados.

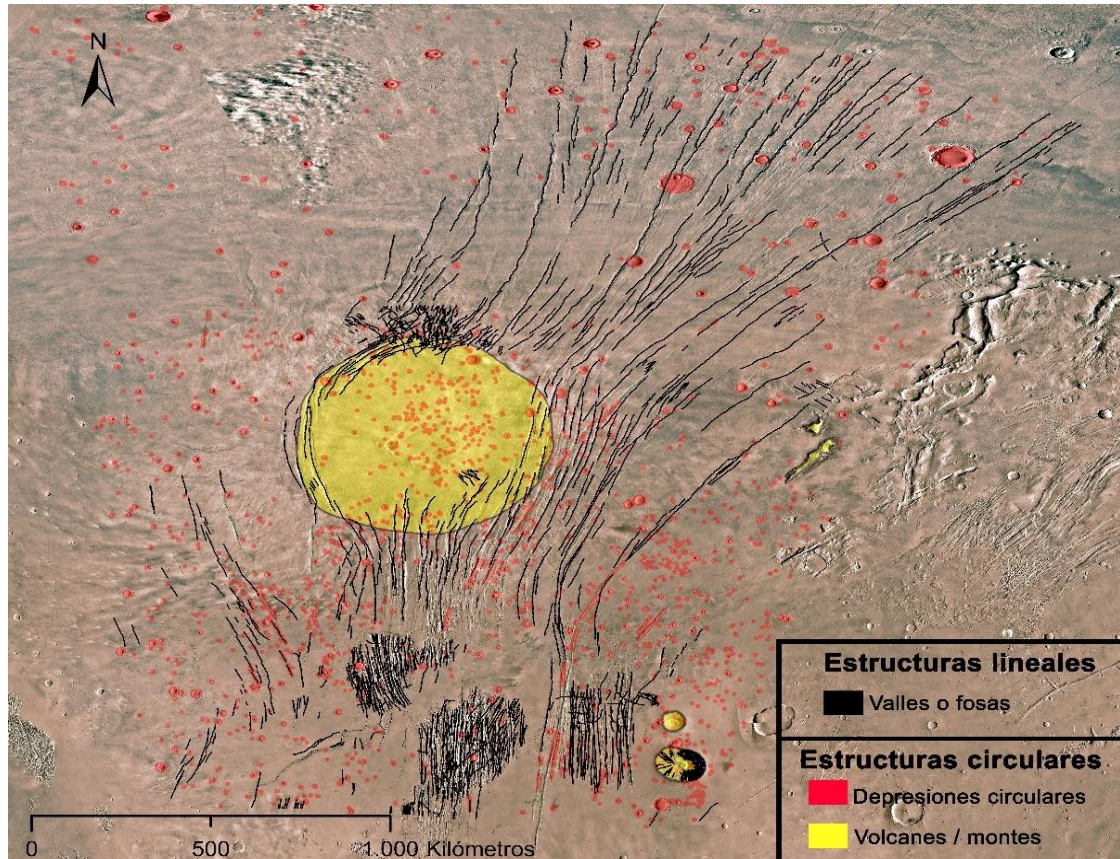


Figura 6: Cartografía de la zona de Marte, incluyendo grabens, depresiones circulares, valles, catenas, volcanes y monte, sobre imagen sacada de la herramienta "Map a Planet 2" propuesta por la NASA.

Por su morfología y paralelismo, los valles con han sido interpretadas como fosas tectónicas probablemente asociadas a grabens, de tal manera que las paredes laterales de estas representan sendas fallas normales con buzamientos hacia el centro de la fosa. Por otro lado, las formas de valle con geometría dendrítica se han interpretado como valles fluviales.

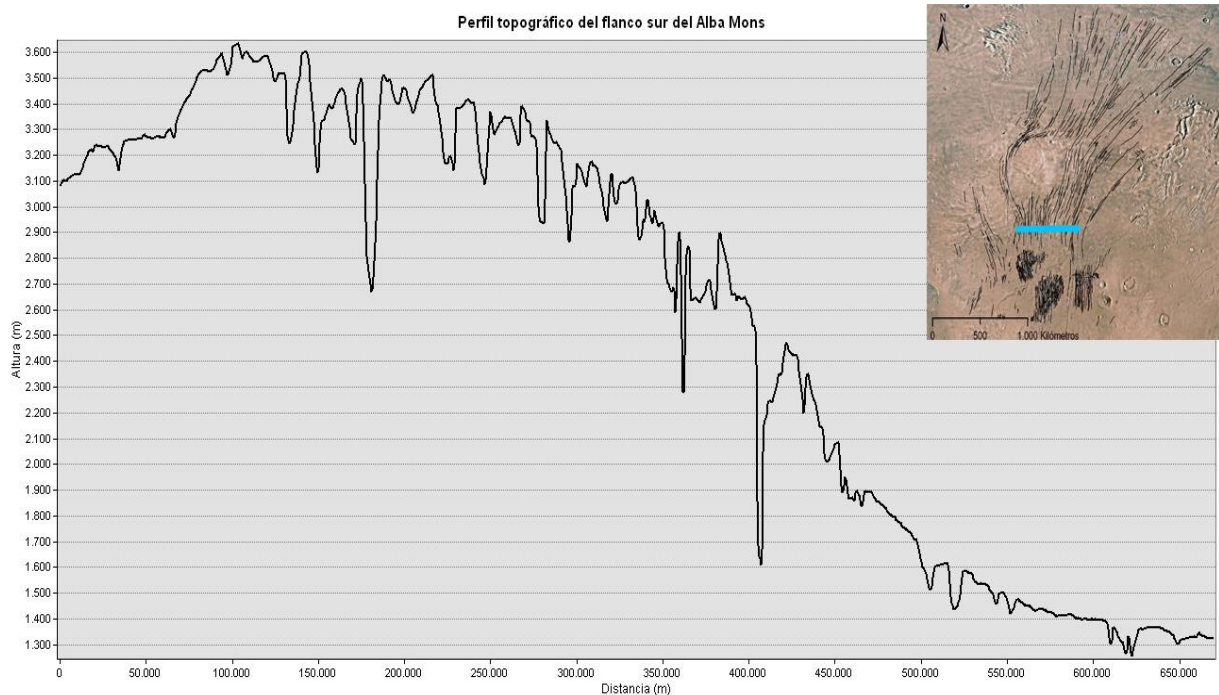


Figura 7: Perfil topográfico del flanco sur del Alba Mons, en el que se ven las fosas o valles de la zona. En la esquina superior derecha se muestra la ubicación de este perfil respecto a los trazados de valle.

Para facilitar la cartografía, y dada la extensión del área cartografiada, se ha preferido cartografiar tan solo la traza del fondo del valle, de modo que cada una de estas trazas representa una única estructura de valle.

4.3.1.1 Grabens

En total, se han cartografiado 903 grabens, divididos en cinco familias según su dirección: 134 con dirección NO-SE, 203 con dirección N-S, 440 con dirección NE-SO, 14 con dirección E-O y 112 cuya dirección se encuentra alterada por la presencia del Alba Mons (figura 8).

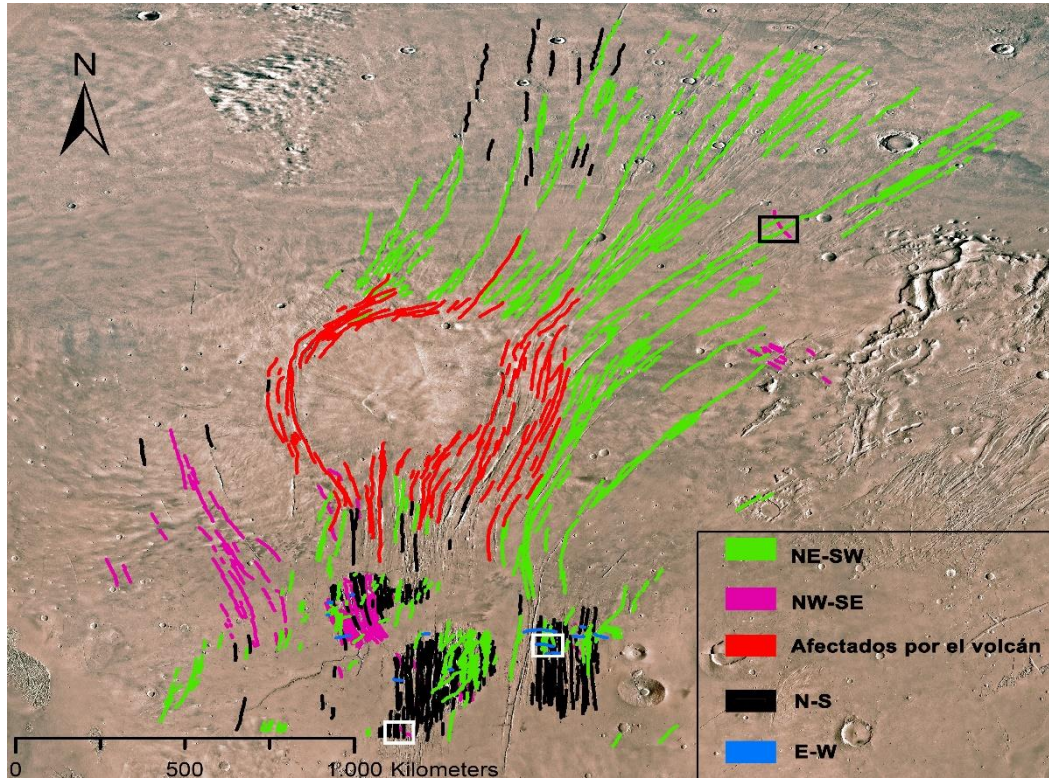


Figura 8: Cartografía general de los grabens clasificados según su dirección, realizada sobre una imagen sacada de la herramienta "Map a Planet 2" propuesta por la NASA. Los cuadros representan las zonas que será utilizadas posteriormente para determinar la cronología de los grabens.

Estos grabens presentan una longitud media de 65.8 km, con un máximo de 708 km. En la tabla 2 se recogen la longitud media y máxima para cada familia de grabens, además de los saltos de falla medios, buzamiento medio de las fallas que los componen y dirección de buzamiento de las mismas.

Tabla 2: Características morfométricas de cada familia de grabens.

Familia	Dirección media	Longitud media (km)	Longitud máxima (km)	Pendiente media (°)	Salto de falla medio (m)
NE-SO	N038°E	79	708	2	89
NO-SE	N151°E	45	223	2	56
Afectados por el volcán	-	102	375	8	229
N-S	N001E°	75	364	4	103
E-O	N093E°	28	96	5	114

Según los datos de la tabla 2, se observa que la familia de grabens afectada por el volcán presenta la mayor longitud media y máxima, además del mayor salto de falla y buzamiento medio, aunque la dirección de buzamiento no ha sido considerada ya que su dirección no puede ser obtenida de manera precisa debido a su forma arqueada.

Por lo general, los buzamientos son bastante bajos, aunque en algún caso aislado puede llegar a los 18°, y los saltos de falla no suelen alcanzar más de 500 metros como máximo. Hay que tener en cuenta

que, debido al gran número de estructuras cartografiadas, la variedad de datos hace que el valor medio de los mismos no sea demasiado representativo, y deben usarse tan solo como valores comparativos. También es posible que algún valor de los grabens con dirección E-O sea erróneo, ya que tan solo encontramos estas estructuras en las fosas, donde son constantemente cortados por fallas con otras direcciones, lo que podría falsear los datos de buzamiento o salto de falla.

Por otro lado, se han realizado diagramas de rosa de cada cuadrante de la zona (figura 9), con el fin de determinar una dirección dominante en cada uno de ellos. Así, podemos apreciar que la dirección NE-SO es la más común en la mitad norte de la zona, con apenas presencia de las demás direcciones, mientras que en la mitad sur abundan más los grabens con dirección N-S, si bien también encontramos con dirección NE-SO y NO-SE.

Esta diferencia se debe a la presencia de Ceraunius Fossae y Tractus Fossae en la mitad sur, en las que predominan los grabens con dirección N-S. Igualmente, en el cuadrante SE se aprecian los pocos grabens con dirección E-O, también debido a la existencia de estas fosas.

En la zona, encontramos algunas áreas, denominadas fossae en las que la concentración de fracturas es muy elevada respecto a sus alrededores. Diferenciamos:

Ceraunius Fossae: es una zona intensamente fracturada situada al sur del Alba Mons. Esta fracturación comenzó en el Noeico y continuó hasta el amazónico inferior. La fracturación principal tiene dirección norte-sur, radial a la zona de Tharsis (Caileau et al., 2003).

Tantalus Fossae: su disposición es de dirección norte-sur, y ligeramente concéntrica cerca de la cima. Tiende hacia un patrón lineal NE-SW en el flanco sur (Caileau et al., 2003).

Alba Fossae: presenta una disposición de una concetricidad elevada, y corta la Tantalus Fossae. Está restringida a una zona de 100 km de ancho (Caileau et al., 2003)

Otras fosas de menor importancia son Olympica Fossae, Cyane Fossae o Tractus Fossae.

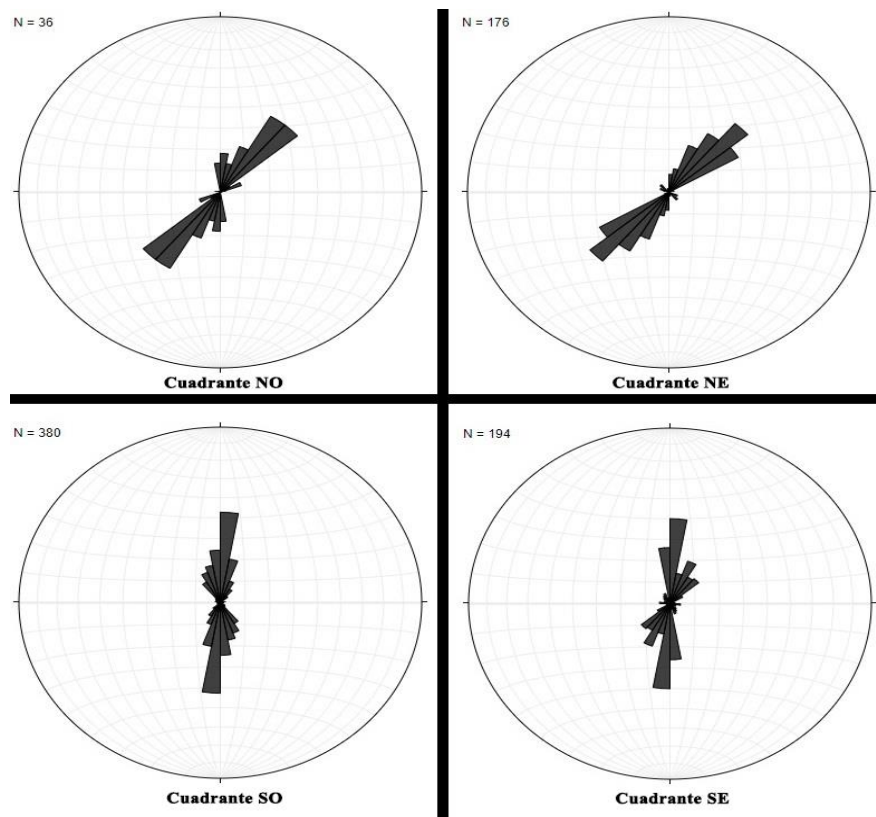


Figura 9: Diagramas de rosa de las direcciones de los grabens clasificados según el cuadrante en que se encuentran.

4.3.1.2 Valles fluviales

Es importante diferenciarlos de las fallas que conforman los grabens, ya que están formados por procesos totalmente diferentes. Los valles se pueden diferenciar por tener una pendiente menos acusada y un fondo más cóncavo, además de tener una naturaleza dendrítica, de forma que cada uno de los valles puede ramificarse en otros que presentan estas mismas características.

En total, se han cartografiado 376 valles fluviales, clasificados en 29 originales en Ceraunius Tholus, 113 degradados en Ceraunius Tholus, 21 en Olympica Fossae y 213 en el Alba Mons (figura 10). Además, se ha cartografiado un delta en el cráter de impacto *Rahe*.

Existe una gran variedad de formas de valle de morfología diferente presentes en el flanco norte y noroeste del Alba Mons (figura 10 a, b). En estos flancos se desarrollan prominentes flujos de lava inalterados, a los cuales se encuentran asociados dichos valles. En el flanco noroeste se ven débiles formas lineares localizadas a lo largo del eje de lo que parece ser flujos de lava bajos, creando una morfología irregular, además de valles tributarios inalterados grabados en éstos. Debido a esta combinación de dos morfologías de valle completamente diferentes, se han denominado a estas formas “enigmáticas” (Gulick y Baker, 1990).

En el flanco norte se observa claramente la naturaleza dendrítica de los valles, que es compatible con un origen fluvial (figura 10 b). Además, la falta de morfologías de lava y la suave y homogénea textura presente en superficie sugiere que probablemente esté compuesta de ceniza, hecho que en apartados posteriores se utilizarán como posible similitud con estructuras terrestres. Estos valles de textura fina exhiben un patrón de transición entre paralelo a dendrítico, similar a los formados por procesos de escorrentía de lluvia y están restringidos a áreas del Alba Mons donde los flujos de lava parecen estar ausentes. (Gulick y Baker, 1990).

También encontramos valles en el Ceraunius Tholus, que pueden ser de dos clases (figura 10 c): valles originales con muros de alta pendiente, y valles degradados con muros erosionados y de menor pendiente, que se encuentran localizados aleatoriamente adyacentes los unos a los otros. En su flanco norte aparecen tres grandes valles originados cerca de la caldera, y se extienden ladera abajo a lo largo de todo el volcán.

El valle más grande y más original corta los otros dos más pequeños, incide en el borde de un cráter de impacto en la base del volcán, denominado *Rahe*, y termina en un depósito en forma de cono dentro del propio cráter, cartografiado como un delta (Gulick y Baker, 1990).

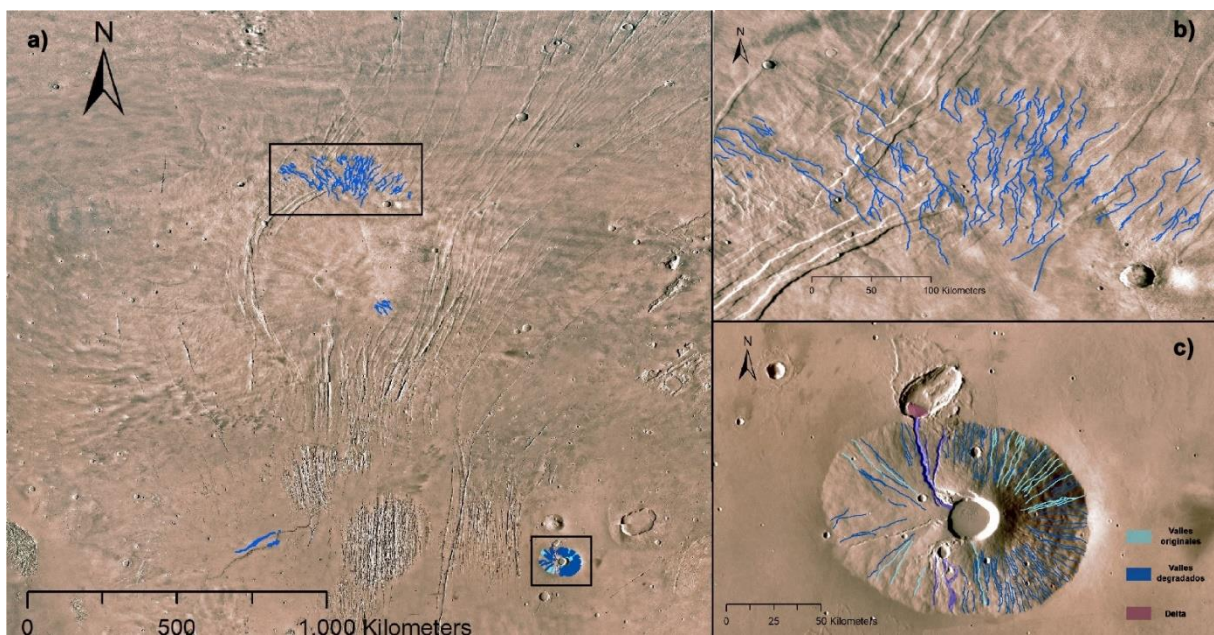


Figura 10: a) Situación general de los valles en la zona. b) Valles dendríticos del flanco norte del Alba Mons. c) Valles originales y degradados de Ceraunius Tholus y delta formado en el cráter de impacto *Rahe*.

4.3.2 Estructuras circulares

4.3.2.1 Volcanes y montes

En la zona se han cartografiado 3 volcanes (Alba Mons, Ceraunius Tholus y Uranus Tholus) y 2 montes (Tanaica Montes y Gonnus Mons) (figura 11).

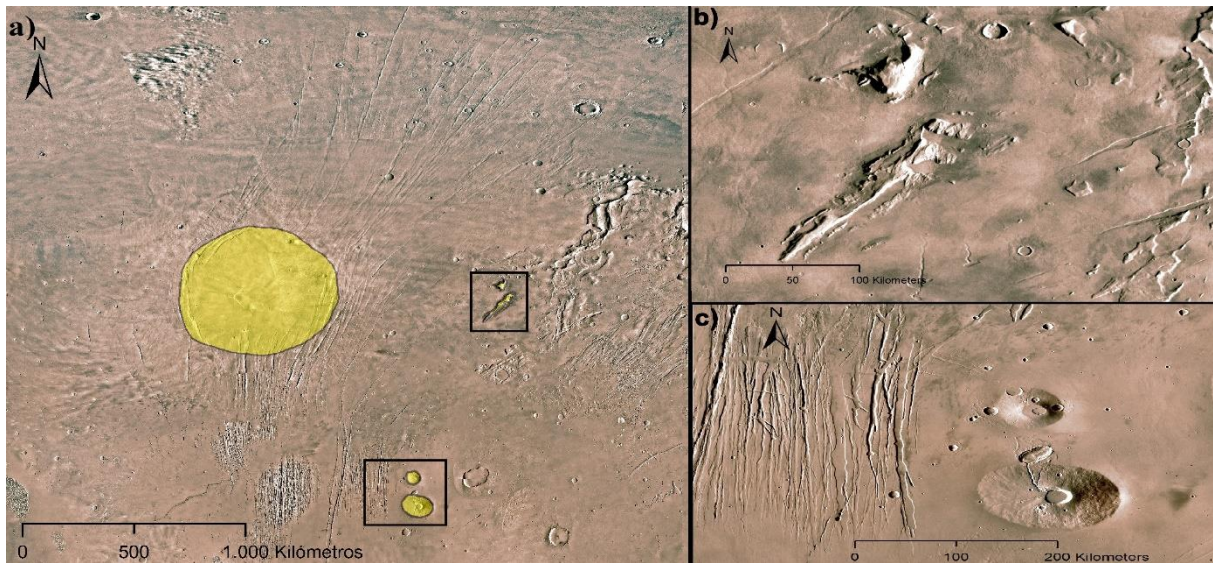


Figura 11: a) Situación general de los volcanes y montes pequeños de la zona, con el Alba Mons como estructura volcánica principal. b) al sur, Tanaica Montes, y al norte, Gonnus Mons. c) al sur, Ceraunius Tholus, y al norte, Uranus Tholus.

Alba Mons: se trata de un volcán situado en el límite noreste entre la región de Tharsis y las tierras bajas del norte, por lo que sus flancos tienen una gran asimetría. Tiene hasta 2700 km de ancho, 7 km pendiente y una pendiente media que, si bien es variable según el flanco, es muy baja (entre 0,2° y 1,3°) (Ivanov y Head, 2006). Su edificio se caracteriza por numerosas fracturas extensionales con dirección predominantemente N-S que se curvan en la cima del mismo, lo que da a entender que existe una influencia combinada de campos de esfuerzos regionales y locales (Caileau et al., 2003).

Su vulcanismo comenzó en el Noéico superior, y a lo largo del Hespérico y del Amazónico el vulcanismo formó el escudo principal, de 1300 km de diámetro y 5 km de alto. En el Amazónico superior se desarrolló el cono volcánico de su cima, de 400 km de anchura y 2 de altura.

Su complejo de caldera se sitúa en un escarpe con orientación NE-SW y en él existen varias depresiones solapadas, sugiriendo una historia evolutiva compleja, además de colapso. Son al menos tres, hasta cinco depresiones, dos de las cuales tienen forma irregular. El complejo de la caldera tiene 190x110 km con una preservación del borde variable debido a la erupción de voluminosos flujos de lava de una pequeña región fuente en la mitad este de la caldera, punto caracterizado ahora por una cresta de cima plana que encierra una pequeña depresión circular (Crumpler et al, 1996) y una depresión de 85x50 km con un borde festoneado (Plescia, 2004).

Ceraunius Tholus: se trata de un volcán del grupo de volcanes Uranus, en la parte noreste del Tharsis. Su característica distintiva es su gran variedad de formas de valle.

Uranus Tholus: es el volcán más pequeño del Grupo Uranus, además del peor fotografiado. Sus flancos presentan canales y grandes cráteres, y su cima tiene un complejo de caldera. La mayoría de los canales se originan en él, tienen entre 600 y 1200 metros de anchura y en su cabeza pueden tener depresiones más anchas y someras. Según Plescia (1998) y Gulick y Baker (1990), su origen puede ser fluvial, igual que en el Ceraunius Tholus, pero presentan diferencias morfológicas con los del este volcán, por lo que también se ha inferido que su origen puede ser enteramente volcánico.

Tanaica Montes y Gonnus Mons: son unas montañas elongadas en la dirección NE-SW que aparecen irregulares y aisladas al este de la zona, aunque son de poca importancia (Vijayan y Bharti, 2017).

4.3.2.2 Depresiones

En la zona cartografiada, se han encontrado un total de 1789 depresiones circulares (figura 12).

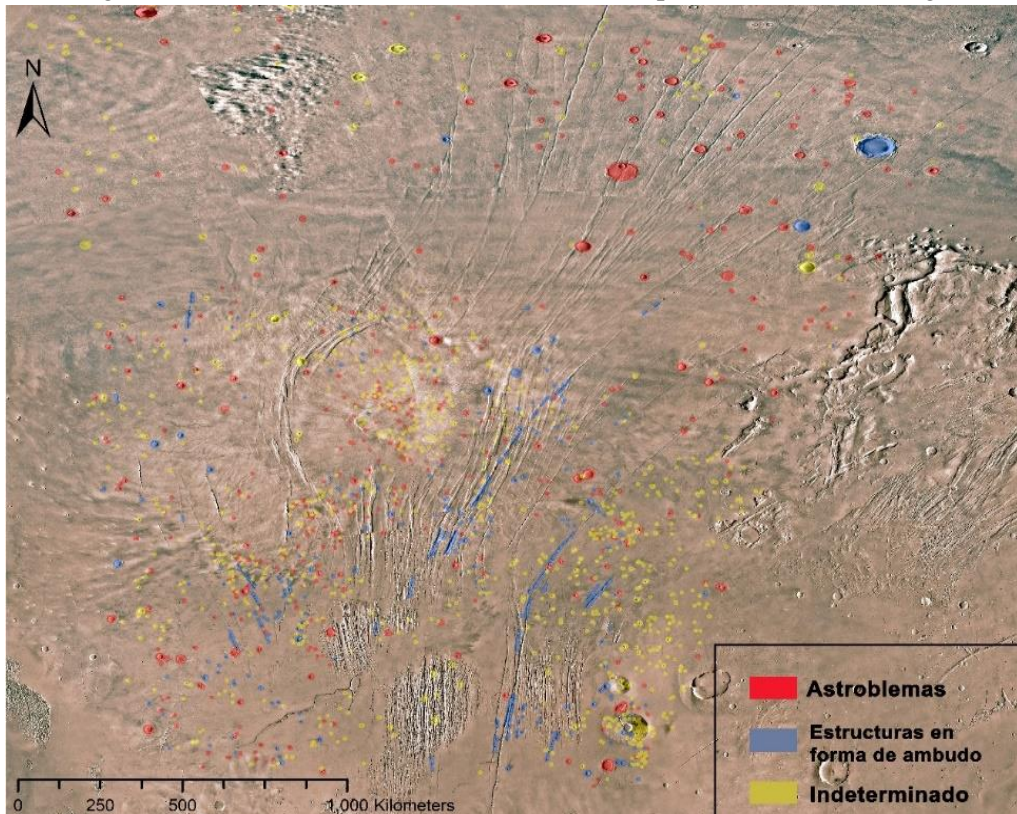


Figura 12: Cartografía de las depresiones circulares de la zona, diferenciando astroblemas, estructuras en forma de embudo y estructuras indeterminadas, sobre una imagen sacada de la herramienta "Map a Planet 2" propuesta por la NASA.

Astroblemas: La mayor parte de los cráteres de impacto cartografiados se denominan "cráteres de muralla", y se caracterizan por la presencia de capas de material eyectado alrededor del impacto, además de por la existencia de un escarpe en el borde externo de las mismas. Los cráteres pequeños suelen presentar sólo una capa de material eyectado, pero los de mayor tamaño pueden tener varias (figura 13) (Carr et al., 1977). La configuración del material eyectado por estos "cráteres de muralla" parece ser producida por flujo radial, hipótesis apoyada por los patrones que se generan alrededor de obstáculos, ya que el material eyectado se deforma y constituye crestas que los rodean como si éste fluyera a su alrededor (Carr et al., 1977). Los cráteres presentan una distribución aleatoria a lo largo de la zona.

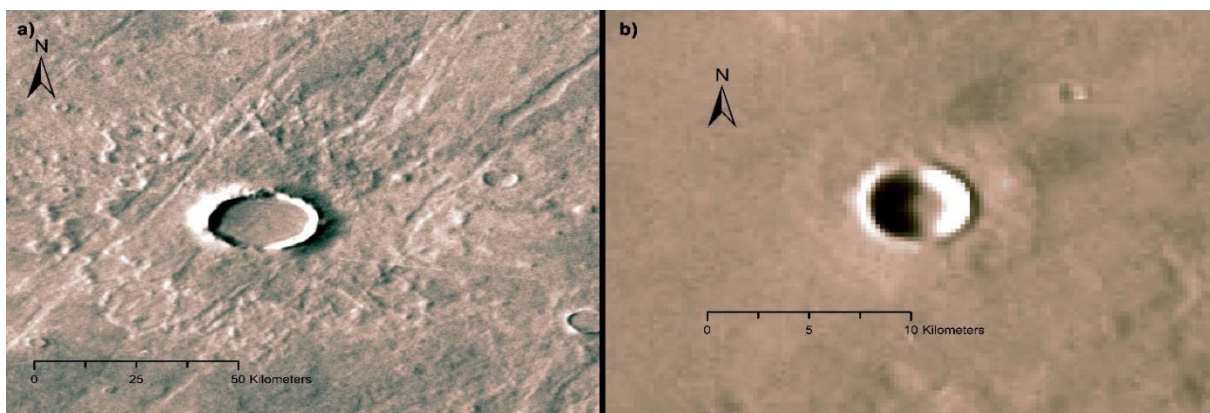


Figura 13: a) Cráter de muralla grande con varias capas de material eyectado. b) Cráter de muralla pequeño con únicamente una capa de material eyectado.

De los impactos meteoríticos, destaca el conocido como *Rahe*. Se trata de un cráter situado entre los volcanes Ceraunius Tholus y Uranius Tholus, y mide alrededor de 34 km de diámetro. Existe un canal que conecta *Rahe* a la cima de la caldera del Ceraunius Tholus, junto con un depósito en forma de abanico en la parte baja. Se originó por un impacto de bajo ángulo, lo cual es evidente por su forma elongada y por los depósitos de eyección en forma de “mariposa”. Se cree que alguna vez tuvo un lago, formado por el calor del Ceraunius Tholus, que fundió los glaciares. El agua fundida se almacenó primero en el Ceraunius Tholus, y más tarde se desbordó por la caldera, formando un valle y el lago del cráter Rahe. El valle que llevaba el agua tenía alrededor de 2000 metros de anchura, formando un delta donde el valle entraba en el cráter (Fassett y Head, 2006).

Estructuras en forma de embudo: estas estructuras presentan una morfología similar a la de los cráteres de impacto, aunque tienen algunas características distintivas que nos permiten diferenciarlas fácilmente de estos. Por lo general, se desarrollan siguiendo la dirección de fractura preferencial de los grabens, por lo que presentan alineamientos con direcciones comunes a las de los grabens sobre los que se forman, además de que suelen desarrollarse de manera conjunta a otras estructuras en forma de embudo, llegando a formar agrupaciones alineadas (figura 14). Desde un punto de vista meramente morfológico, también hay diversas diferencias con los cráteres de impacto como, por ejemplo, la ausencia en éstas de un muro de material eyectado rodeando la depresión, la ausencia de capas de material eyectado a su alrededor o la ausencia de la elevación central típica de los cráteres de impacto (figura 14).

Las estructuras en forma de embudo pueden desarrollarse por varios mecanismos de formación. Pueden formarse por la fractura de material cortical por levantamiento, presencia de fallas o terremotos, seguido por mecanismos de alargamiento; por desprendimientos; por erosión en fallas, escarpes o fracturas; o por la fusión y resolidificación de materiales. Este último mecanismo suele ser el más común en Marte debido a su baja gravedad y a la composición de sus magmas, de manera que se forman tubos volcánicos que aparecen de forma radial a partir de fuentes volcánicas (Boston, 2004).

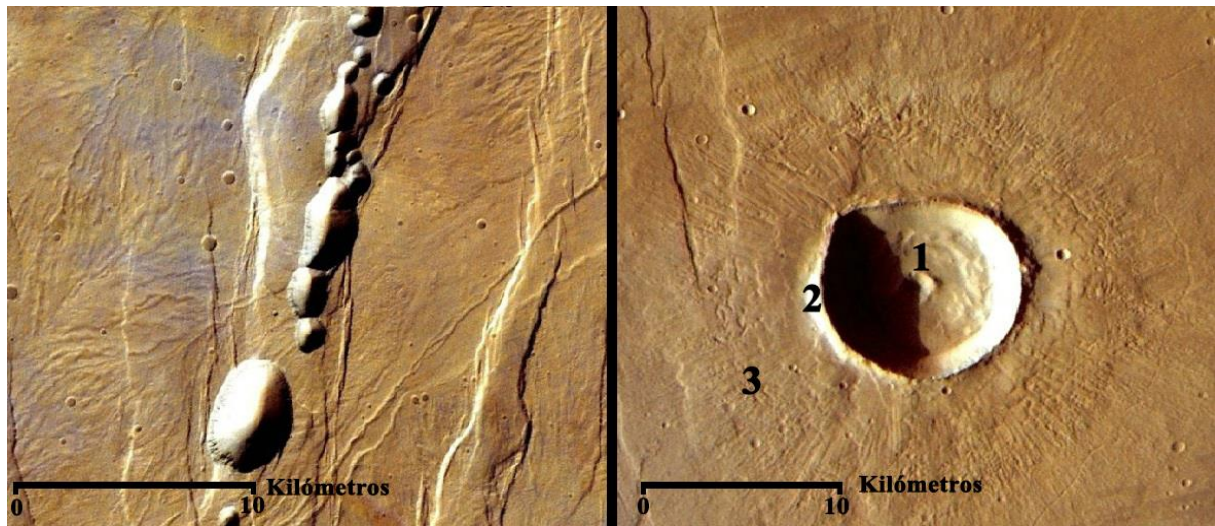


Figura 14: Comparación entre estructuras en forma de embudo encontradas en el flanco este del Alba Mons y un cráter de impacto. En las primeras se aprecia la dirección preferencial y el desarrollo en conjunto, mientras que en el cráter de impacto se pueden observar las características morfológicas típicas de dicha estructura (1: elevación central, 2: muro de material eyectado, 3: capas de material eyectado).

Por otro lado, la manera en que se forman las estructuras kársticas en la Tierra puede ser análoga con la historia temprana de Marte, ya que se trataba de un planeta más húmedo y cálido, con una atmósfera muy rica en CO₂, por lo que se ha especulado con la abundante formación de carbonatos durante esta época. Además, ya que Marte es un planeta rico en sulfuros, los cuerpos de agua habrían tenido abundante sulfuro como para formar minerales evaporíticos como yeso, aunque su presencia aún no ha

sido detectada de manera directa en la superficie marciana (Boston, 2004). En el caso de que, en la historia temprana de Marte, se formaran estas estructuras en forma de embudo en materiales solubles, pueden haber sido preservadas por los periodos secos y relativamente inactivos posteriores (Boston, 2004).

Los impactos meteoríticos presentan una distribución espacial por lo general aleatoria, con un pequeño aumento de la concentración en el Alba Mons y su flanco suroeste (figura 15 a). Esto se debe a que estas zonas presentan una mayor calidad de imagen del escaneado de la NASA y, por tanto, se han cartografiado más impactos meteoríticos en estas áreas. Por otro lado, las estructuras en forma de embudo, por lo general, siguen las direcciones de las fracturas, lo cual concuerda con la existencia de estos tubos volcánicos generados en los flancos de los volcanes y con su formación por presencia de fallas o erosión en ellas (figura 15 b).

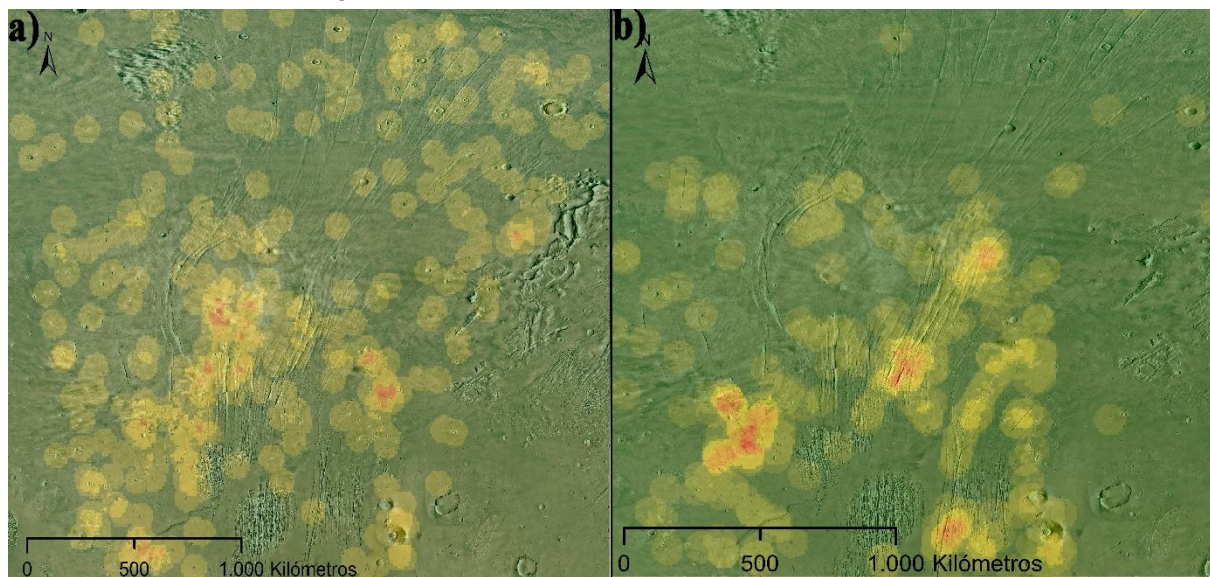


Figura 15: Mapa de densidad de a) Astroblemas, b) Estructuras en forma de embudo.

4.3.2.3 Catenas

Las catenas son cadenas de cráteres impacto generadas por el impacto de un cuerpo roto por fuerzas de marea o por actividad volcánica. Presentan una dirección predominante, igual que las estructuras en forma de embudo, pero tienen las características típicas de los cráteres de impacto. Han sido cartografiadas un total de 67 catenas.

Las catenas del este son probablemente contemporáneas a Tantalus Fossae, ya que ambas presentan la misma tendencia direccional y tienen una relación de corte directa, siendo la fosa la que corta las catenas. La reactivación de estas catenas del este sucedió en el amazónico medio-superior, y siguen la tendencia regional de Tharsis. Por otro lado, las de disposición concéntrica del oeste fueron probablemente influidas por un campo de esfuerzos local del Alba Mons (Caileau et al., 2003.).

4.3.3 Cronología

Para poder establecer una cronología de las estructuras cartografiadas, debemos tener en cuenta tanto el mapa geomorfológico global de la zona como el mapa geológico ya que, observando el segundo, podremos dar unas edades relativas a las estructuras del primero.

Según el mapa geológico, los materiales más modernos son los que conforman el Alba Mons y la zona que lo rodea, mientras que los materiales más antiguos se ubican en el vértice noreste de la zona de estudio.

El estudio de los flujos de calor relacionados con el vulcanismo del planeta nos permite conocer la edad del volcán Alba Mons y relacionarlo con la edad de las fracturas, y las diferentes escalas geológicas utilizadas darán una visión general de la evolución geológica, tectónica y geoquímica de Marte.

Las fracturas se encuentran distribuidas por toda la unidad AHv y, al llegar al volcán Alba Mons, su dirección es modificada por la presencia del edificio volcánico, por lo que podemos asegurar que las fracturas son, como mínimo, coetáneas al emplazamiento de la unidad Ave y AHv, es decir, son de edad amazónica. Esto queda claro al observar su relación con las otras direcciones de fracturas, ya que las familias de fallas más modernas cortan a las más antiguas, como es el caso de las fracturas de dirección SE-NW, que quedan seccionadas por la familia de dirección SW-NE (figura 16 a).

Esta familia de fallas con dirección SE-NW también se relaciona de igual manera con las de dirección N-S, siendo cortada por ésta última, tal y como se observa en la figura 16 b, por lo que las fallas de dirección SE-NW son anteriores a las N-S.

La familia de fracturas con dirección E-W no se encuentran en la unidad AHv, y tan solo aparecen de manera esporádica en las unidades eHv y lHv, por lo que les podríamos atribuir una edad del Hespérico superior, sin llegar al límite con el Amazónico. Esto además queda evidenciado porque estas fracturas son cortadas por las de dirección N-S y las de dirección SW-NE, a las que ya hemos otorgado una edad amazónica (figura 16 c).

Aunque no se observa ninguna relación entre las fracturas de dirección E-W y las de dirección SE-NW, podemos asegurar que éstas últimas son posteriores, ya que se han observado en la unidad AHv.

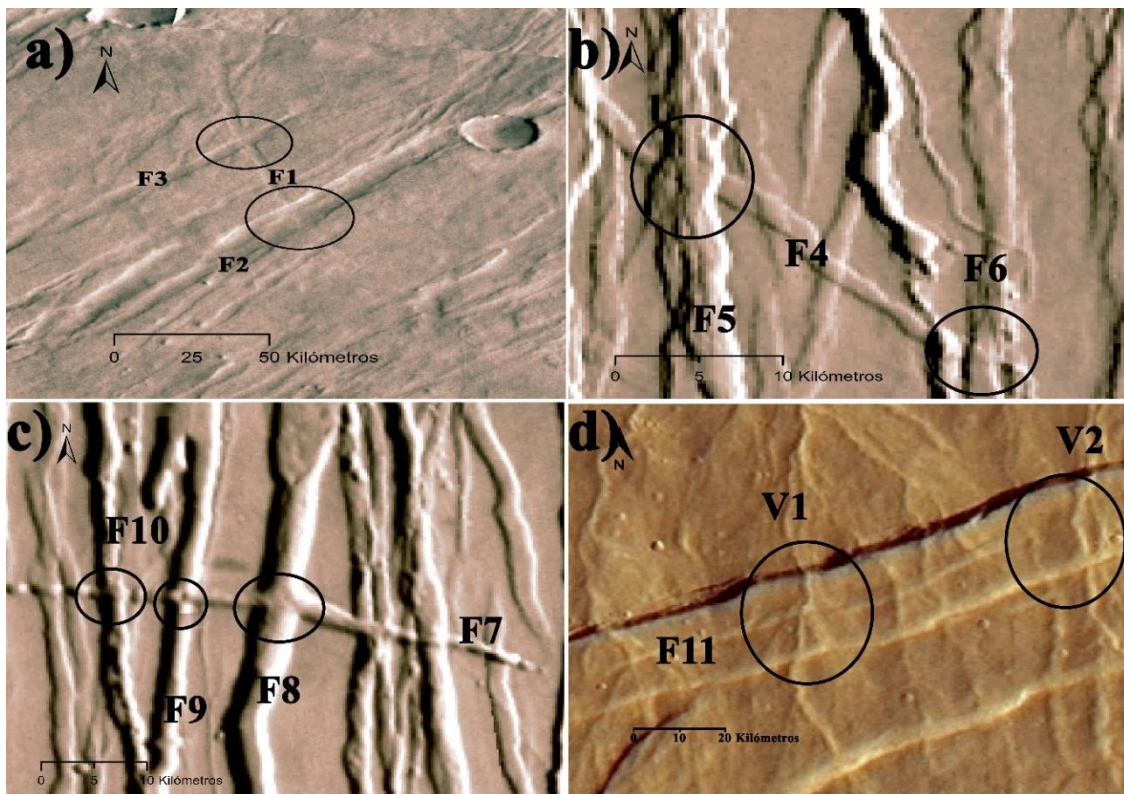


Figura 16: Relación de corte entre las diferentes estructuras tectónicas. a) Relación de corte entre la familia SW-NE y la familia SE-NW. F1 se refiere a la falla de dirección SE-NW, y F2 y F3 a las fallas de dirección SW-NE. En los círculos se observa la disección de F1 por la acción de F2 y F3 b) Relación de corte entre la familia SW-NE y la familia N-S. F4 se refiere a la falla de dirección SE-NW, y F5 y F6 a las de dirección N-S. En los círculos se observa la disección de F4 por F2 y F3. c) Relación de corte entre la familia E-W, la familia N-S y la familia SW-NE. F7 corresponde a la fractura E-W, F8 a la fractura SW-NE y F9 y F10 a las fracturas N-S. En los círculos se observa la disección de F7 por F8, F9 y F10. d) Relación de corte entre los valles encontrados en el flanco noroeste del Alba Mons (V1 y V2) y una falla con dirección afectada por el volcán (F11). En los círculos se observa que los valles están tallados sobre F11.

Por otro lado, la cronología de los valles es más sencilla. Los valles del flanco norte del Alba Mons deben ser posteriores a éste lo que, junto con su buen estado de conservación, nos permite asegurar que se trata de unas formas modernas. Muchos de estos valles se originan en la unidad Ave, por lo que deben ser posteriores a la misma, quedando encuadrados así en el Amazónico medio-superior. Estos valles siguen una dirección independiente a la de los grabens, por lo que podemos asumir que se desarrollaron anteriormente a los mismos ya que, de otra manera, aprovecharían las depresiones generadas por estos y cambiarían de dirección, siguiéndolos longitudinalmente (figura 16 d).

Sin embargo, los valles que encontramos en el volcán Ceraunius Tholus tienen una edad mucho más antigua, porque los encontramos en la unidad hespérica Hve y, además, una gran cantidad de ellos están muy degradados, de igual manera que el delta, que tuvo que formarse tras el emplazamiento del Ceraunius Tholus y tras la formación del cráter de impacto *Rahe*.

En cuanto a las estructuras circulares, estas afectan a toda la zona de estudio, por lo que se les otorga una edad amazónica, si bien es cierto que en las unidades más modernas del Amazónico (IAv y IAvf) las estructuras circulares son mucho más escasas, por lo que podríamos decir que el planeta se encuentra en una fase con menor número de impactos meteoríticos.

5. Interpretación general de la estructura

La zona se caracteriza por unos grabens cuya formación y orientación se explicaron por modelos tectónicos en los que la carga gravitacional de la región volcánica de Tharsis indujo esfuerzos isostáticos, esfuerzos de pliegues flexurales y/o esfuerzos de membrana y consecuente deformación. Su formación fue activa (y reactiva) desde el Noeico hasta el Amazónico superior. La continuidad de las estructuras concéntricas con los grabens radiales se observa en Ceraunius Fossae y en Tantalus Fossae, sugiriendo un cambio progresivo de un patrón radial a uno concéntrico. El set de grabens tiene una forma típica de “reloj de pulsera”, en el que la tendencia es concéntrica en los flancos este y oeste y cambia progresivamente a radial en el norte y sur (Caileau et al., 2003).

Según Nakamura (1977), la relación entre las fracturas y la morfología de las calderas de los volcanes son un indicativo de la orientación de los campos de esfuerzos regionales, ya que el emplazamiento de las fracturas es sensible a la orientación del esfuerzo compresivo mínimo. De esta manera, divide las estructuras de los flancos de los volcanes en cuatro tipos según los patrones de sus fracturas: fuerte, intermedio, débil o sin interacción con el campo de esfuerzos (figura 17).

Según esta clasificación, el Alba Mons presenta un patrón de tipo C (interacción débil con el campo de esfuerzos regional), que se caracteriza por una influencia tectónica regional baja en la orientación de las fisuras eruptivas y conductos, de forma que predomina el esfuerzo gravitacional. A partir de esto, podemos decir que el Alba Mons se formó en ausencia de un régimen de esfuerzo regional fuerte (Crumpler et al., 1996).

La estructura general se interpreta como respuesta a un punto triple de Bouvet (tipo rrr), en el que se encuentran en contacto tres placas tectónicas que se encontraron activas desde la formación del planeta hasta el comienzo del Amazónico, antes de la formación del Alba Mons,

lo que provoca el avance de dos ramas del rift, al sur y al noreste del volcán. Debido al rápido enfriamiento de Marte, estas tres placas tectónicas quedaron fusionadas en una sola, de manera que el

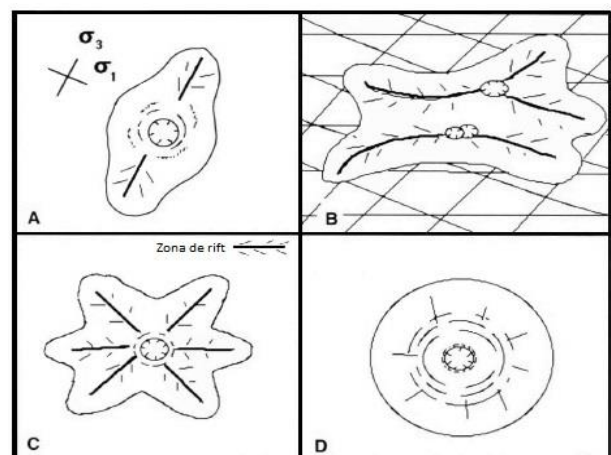


Figura 17: Tipos de patrones de calderas y estructuras de flanco (tomada de Crumpler et al., 1996).

proceso de rifting quedó interrumpido, dando lugar a la formación de aulacógenos en las zonas de avance del rift. El hecho de que, desde hace 3000 Ma, Marte posea una única placa tectónica, ha permitido que el hot spot que da lugar al Alba Mons no haya sido movilizado, explicando así el gran tamaño del Alba Mons, el volcán más extenso de todo el sistema solar.

6. Comparación entre estructuras de Marte y La Tierra

6.1 Los edificios y escudos volcánicos y las formas de drenaje

De acuerdo a varios autores, existe una semejanza notable entre diferentes zonas del Alba Mons y varios volcanes situados en la Isla de Hawái (Mauna Kea, Mauna Loa y Mauna Ulu) atendiendo a diferentes factores geomorfológicos, tectónicos y geoquímicos, aunque estos últimos no serán estudiados en este trabajo.

La presencia de valles en el flanco norte y noroeste del Alba Mons nos permite realizar una correlación con los volcanes de Hawái. Como se ha explicado en el apartado 4.3.1.2, la combinación de estas formas lineares junto con valles tributarios inalterados se ha denominado como formas “enigmáticas”. En la figura 18 a) y b) vemos estas formas “enigmáticas”, que exhiben unas características similares a las de los flujos de lava de la derecha. De forma más concreta, observamos que estas zonas barrancosas se conectan por largas formas ramificadas que siguen la misma dirección general que los flujos de lava de la derecha (Gulick y Baker, 1990). Este fenómeno es común en los volcanes de Hawái, particularmente en la parte noreste del Mauna Kea (figura 19), donde los valles de escorrentía de lluvia se han desarrollado en flujos de lava cubiertos de ceniza. En las islas hawaianas, las corrientes de drenaje iniciales aprovechan depresiones existentes en el volcán, como los canales de lava preexistentes o a lo largo de los márgenes de flujos de lava enterrados (Macdonald et al., 1983), re-exponiendo así la morfología original del flujo de lava. Este drenaje fluvial, al menos inicialmente, incorpora los flujos de lava y las características del canal a su propia morfología, dificultando la determinación de su origen.

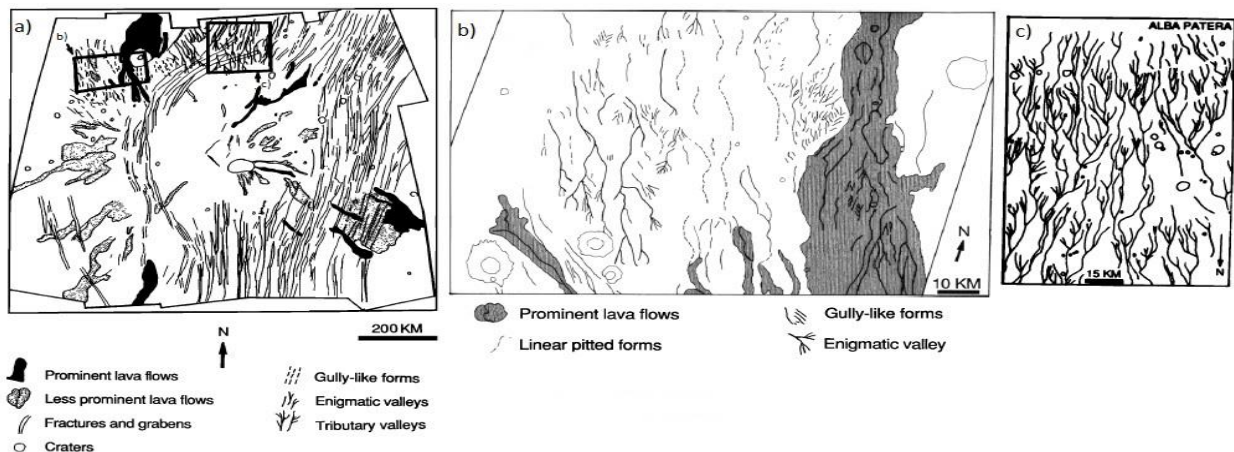


Figura 18: a) Formas geomorfológicas del Alba Mons. b) Flujos de lava, formas lineares y formas “enigmáticas” del flanco noroeste del Alba Mons. c) Valles dendríticos del flanco norte del Alba Mons. Tomada de Gulick y Baker (1990).

Según Hodges y Moore (1994), los flujos de lava del flanco oeste del Alba Mons dan lugar a un área muy similar a la del complejo de estructuras que aparecen a lo largo de la zona de rift suroeste del Mauna Loa, también en Hawái, ya que presentan canales de lava, tubos volcánicos, conos volcánicos alineados y flujos de lava aa (figura 20). De igual manera, según Hodges y Moore (1994), en el volcán Mauna Ulu existen canales de lava desarrollados sobre flujos de lava pahoehoe, y diques de lava que forman un ancho arco a lo largo del eje de los canales, de una manera similar a la configuración de los canales de los flancos del Alba Mons.

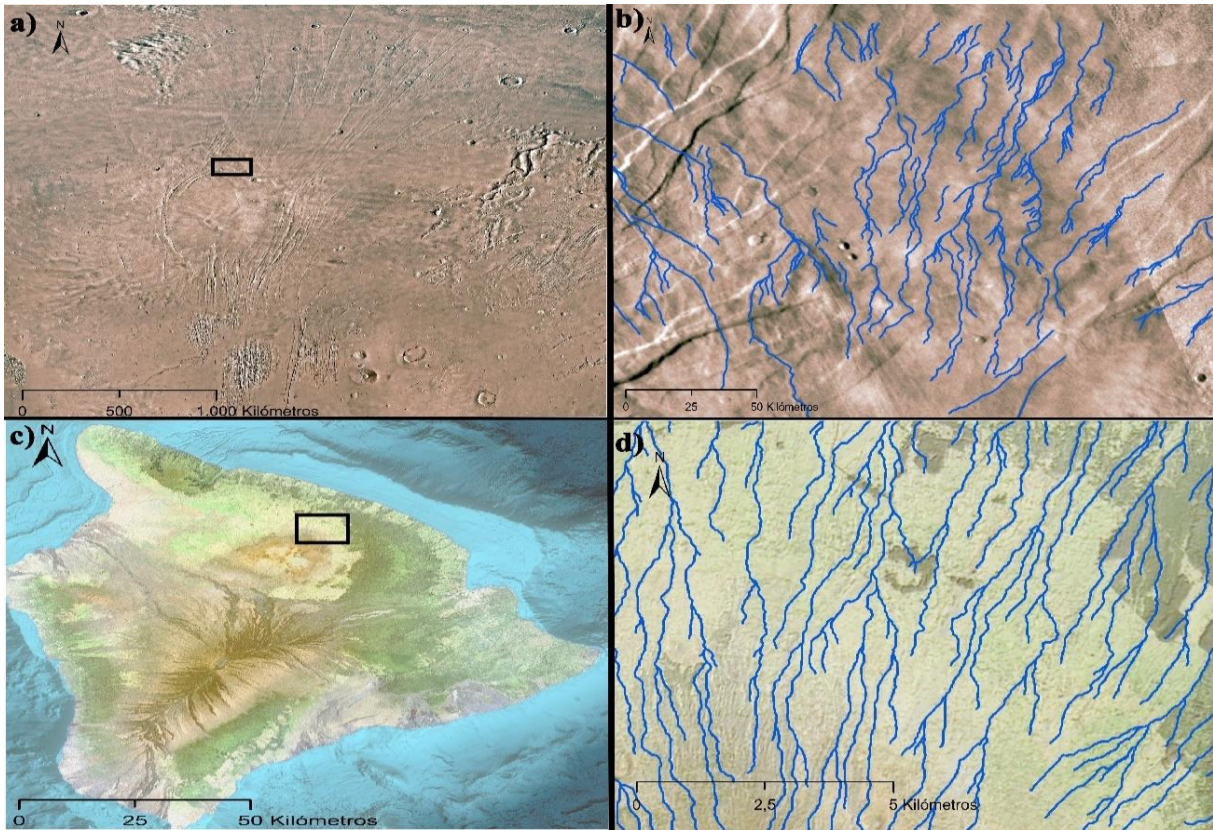


Figura 19: a) Situación de los valles y "formas enigmáticas" en la zona de estudio. b) Cartografía de los valles del flanco norte del Alba Mons. c) Situación de los valles del Mauna Kea. d) Cartografía de los valles del flanco noreste del Mauna Kea.

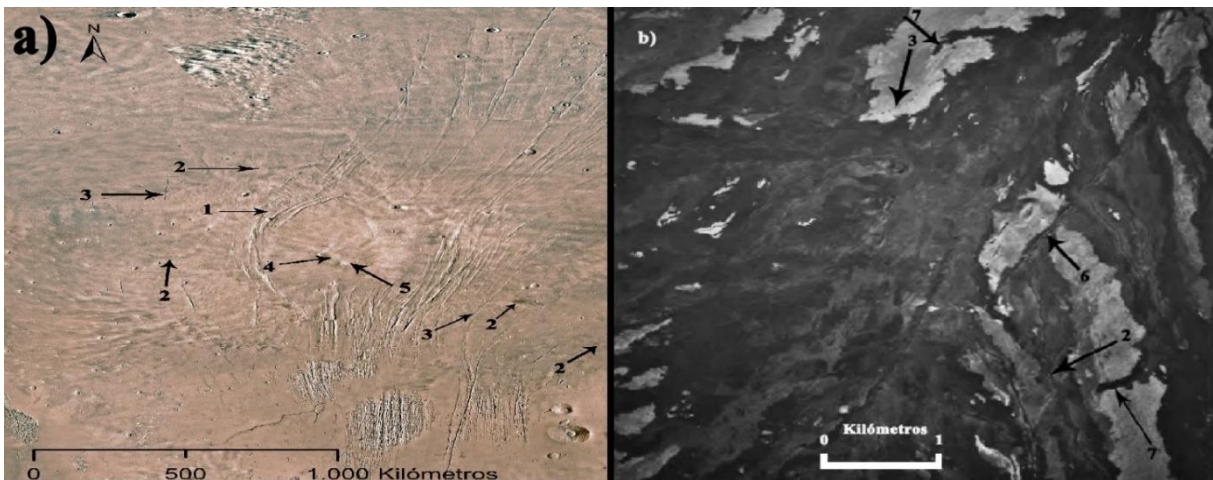


Figura 20: a) Alba Mons. b) zona de rift al suroeste del Mauna Loa, Hawái. Las flechas numeradas se refieren a: (1) fracturas, (2) flujos de lava, (3) tubos volcánicos, (4) Caldera, (5) depresión de colapso, (6) conos volcánicos alineados, y (7) lavas aa. (Modificada de Hodges y Moore, 1994).

Según Greeley y Schultz (1977), también se puede llevar a cabo una comparación de la zona con el Snake River Plain, en el estado de Idaho (Estados Unidos). Esta zona presenta una gran cantidad de escudos que, en tamaño y morfología, son similares a los encontrados en Marte. Por ejemplo, el monte Pillar Butte, situado en el Monumento y Reserva Nacional Craters Of The Moon, se trata de un escudo de baja altura formado por capas de flujos aglutinados, probablemente inyectados con diques, y cuya cima contiene al menos 11 centros eruptivos distintivos. De una manera más concreta, el flanco oeste del Alba Mons presenta numerosos flujos alimentados por tubos, algunos de los cuales abarcan más de 400 kilómetros de largo. El techo de muchos de estos tubos parece haber sido quebrados durante la activación de los flujos y haber derramado lava a través de estas zonas rotas, dando lugar a pequeños

domos. Estas aberturas en los tubos de lava también se pueden encontrar en el Snake River Plain. Sin embargo, según Pierl y Schneeberger (1987), existen varias diferencias a tener en cuenta. En La Tierra, los canales generados suelen tener una relación respecto a la anchura del flujo de aproximadamente 1/10, mientras que en el Alba Mons esta relación es de 1/100. Los flujos terrestres son de 5-10 kilómetros de longitud, mientras que los del Alba Mons se extienden varios centenares de kilómetros. Y, por último, mientras que en los canales terrestres encontramos acumulaciones de material en los flancos de los mismos, en sus análogos marcianos no existen estas elevaciones.

También existen otras similitudes de aspecto petrográfico y geoquímico, expuestas por Adcock et al. (2018), que hacen de esta zona un análogo de importancia con Marte. Sin embargo, no serán mencionadas en este trabajo, al no centrarse en características tectónicas.

6.2 Los edificios volcánicos y la red de fracturación

Realizar una comparativa entre las fracturas y su relación con los edificios volcánicos con algún complejo similar en La Tierra es complicado. La escala de las fracturas es mucho mayor en Marte, así como también la de los volcanes, y la relación entre ambos está, por lo general, menos clara que en los posibles análogos terrestres.

Sin embargo, podemos realizar una comparativa con la Provincia Geológica de Basin and Range, situada al oeste de Estados Unidos y México. Gilbert (1875) propuso que esta zona fue formada por una extensión E-O que dio lugar a la fragmentación de la corteza, generando grabens y horsts con dirección N-S similares a los encontrados en la zona de Marte (figura 21 a). Aproximadamente la mitad de estos grabens son asimétricos, algo concordante con la zona de estudio. Además, las escalas de los grabens son relativamente similares, encontrando algunos en Basin and Range de casi 50 kilómetros de distancia y 16 de anchura (Stewart, 1971). Estos grabens están, además, relacionados con depósitos de ceniza de edad cenozoica, lo que infiere una actividad volcánica relacionada con estos grabens, algo similar a lo encontrado en la zona de estudio de Marte (Stewart, 1971). El graben utilizado por Gilbert en 1875 para definir la formación de esta zona como un conjunto de grabens y horst es el llamado graben Dixie (figura 21 b), un complejo de graben asimétrico con fallas de alto ángulo a ambos lados y que pierde anchura hacia el norte debido a un menor desplazamiento de las fallas en esa dirección.

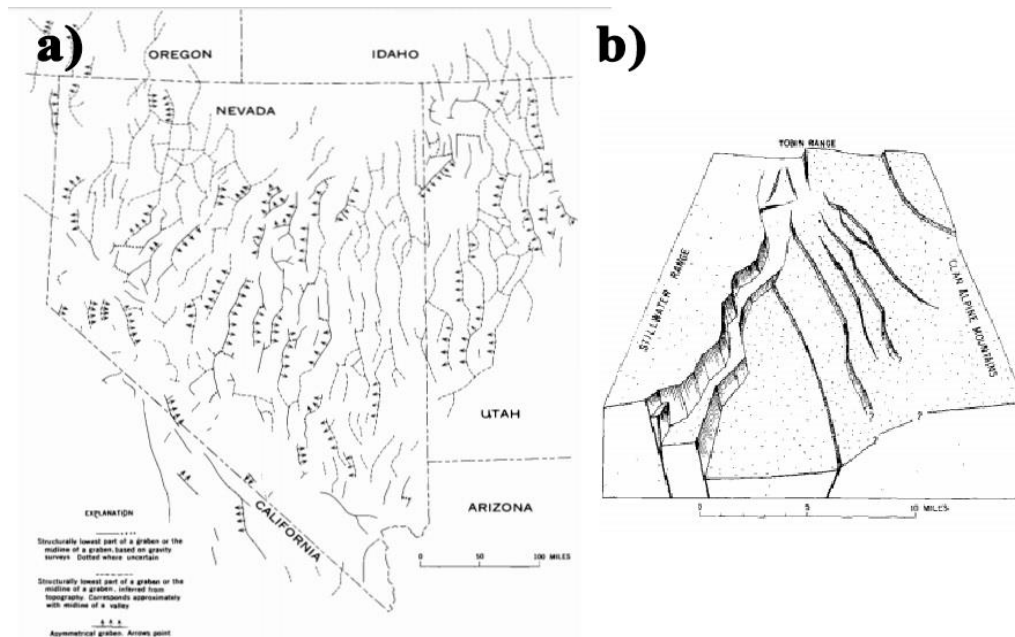


Figura 21: a) Distribución y simetría de grabens de Basin and Range, b) Bloque diagrama de graben Dixie (Stewart, 1971).

Por otro lado, según la teoría de que esta Provincia Geológica se trata de un complejo de grabens y horsts, Stewart (1971) asegura que las montañas deberían tratarse de horsts, cosa que no es así en la zona de Marte. En la figura 21 podemos observar la red de fracturación de Basin and Range, donde se ve la similitud de su distribución con la de la zona de estudio.

Otra zona de comparativa es el East African Rift. Este sistema de rift, que se extiende desde el Mar Rojo hasta Malawi, está formado por un punto triple de Bouvet (tipo rrr), igual que el rift fosilizado de la zona de estudio de Marte. La zona está caracterizada por un sistema de grabens y horsts formados por levantamiento domal y extensión, que provocó la fracturación de la corteza frágil en fallas normales (Seamundson, 2010).

Dentro de este complejo, destacamos 1) la cuenca del rift Tanganika presenta semigrabens de entre 80 y 160 kilómetros de longitud y entre 30 y 60 kilómetros de anchura, valores similares a los de la zona de estudio, 2) la cuenca del rift Malawi, caracterizado también por semigrabens con una polaridad alternante y en cuya parte meridional encontramos el graben Urema, y 3) la cuenca del rift Rukwa, cuya parte norte tiene forma de un graben simétrico y que hacia el sur se divide en dos semigrabens de polaridad opuesta que son progresivamente separados (Delvaux, 2001). Este punto triple está ocupado por la provincia volcánica Rungwe (figura 22).

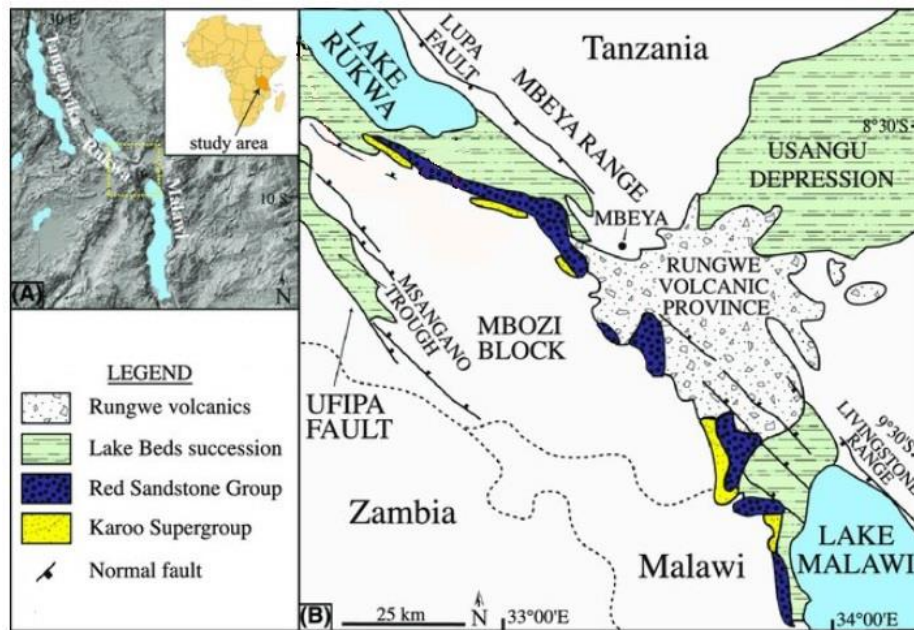


Figura 22: Mapa geológico del segmento de rift Tanganika-Malawi-Rukwa de la rama oeste del East African Rift (modificado de Downie et al., 2017).

7. Conclusions

After all the analysis performed over the studied zone, and having made the comparison with the Earth's analogues, the conclusions are as follow:

- The absence of external factors during most of Mars' history have caused the formation of tectonic structures with a way bigger scale than those formed on Earth, so the analysis of a very big area of Mars' surface is hard to correlate with Earth.
- According to their cross-cut relationships, a chronology for the grabens has been granted. The most recent family of grabens is SW-NE, followed by N-S, SE-NW and E-W. As for the family of grabens which direction has been modified by the Alba Mons, its relation with the rest of families is inconclusive, since these grabens could originally be from any of the families.
- The general structure responds to a Bouvet triple junction, that developed a rift fosilized 3000 My ago, which formed the grabens found all around the area. After its progress was stopped, the hot spot remained in the same place, which caused the huge dimensions of the Alba Mons.

- In Earth there's no area with the same combination of tectonic structures as the studied zone in Mars. However, a partial comparison can be made considering each tectonic aspect separately.
- In Hawaii, the valley formation in Mauna Kea is very similar to that found on the northern flank of Alba Mons, due to them being developed over lava flows covered in ashes. Also, the volcanic complex found on Mauna Loa is very similar to the one found on Alba Mons, since there are many tectonic structures found on both of them, such as lava flows or volcanic tubes.
- Idaho, the second analogue studied in this report, and specifically the Craters Of The Moon Monument and National Reserve, has many low shields similar to those found on Mars. Also, the tube-fed flows with ruptured roofs are a feature that appears in Craters Of The Moon and in the studied zone.
- The fracturing network developed in the Geological Province Basin And Range is very similar to the one found on the studied zone, since it's dominated by grabens and half-grabens with similar scales to the ones on Mars. They also interact with ash-flows, similarly to the Martian grabens.
- The East African Rift is developed under a Bouvet triple junction, just like the interpreted to the studied zone on Mars. The rift complex that includes the Tanganika Rift basin, the Malawi Rift basin and the Rukwa Rift basin developed several grabens that interact with the Rungwe Volcanic Province.

8. Bibliografía

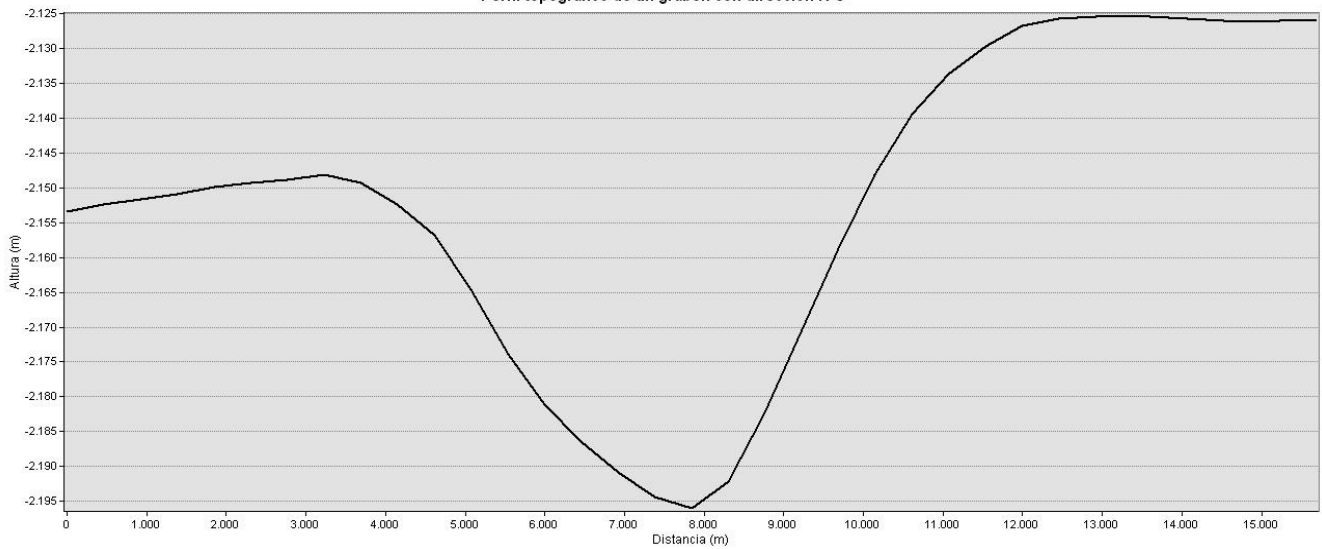
- Adcock, C., Udry, A., Hausrath, E. y Tschauner, O. (2018): Craters of the Moon National Monument Basalts as Unshocked Compositional and Weathering Analogs for Martian Rocks and Meteorites. *American Mineralogist*, 1-56.
- Aharonson, O., Zuber, M.T., Rothman, D.H. (2001): Statistics of Mars' topography from the Mars orbiter laser altimeter: slopes, correlations, and physical models. *Journal of Geophysical Research*, 109. 723-735.
- Bibring, J.P., Langevin, Y., Mustard, J.F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F. (2006): Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312. 400-403.
- Boston, P. (2004): Extraterrestrial Caves. En: *Encyclopedia of Caves and Karst Science* (John Gunn, eds.). Taylor and Francis Group, Nueva York, 735-741.
- Caileau, B., Walter, T.R., Janle, P. y Hauber, E. (2003): Modeling volcanic deformation in a regional stress field: Implications for the formation of graben structures on Alba Patera, Mars. *Journal of geophysical research*, 108: 1-18.
- Carr, M.H., Crumpler, L.S., Cutts, J.A., Greeley, R., Guest, J.E. y Masursky, H. (1977): Martian Impact Craters and Emplacement of Ejecta by Surface Flow. *Journal of geophysical research*, 82: 4055-4065.
- Carr, M.H., Head III, J.W. (2010): *Geologic History of Mars*. U.S. Geological Survey, Department of Geological Sciences, Brown University, Providence R.I. 1-19.
- Crumpler, L.S., Head, J.W. y Aubele, J.C. (1996): Calderas on Mars: Characteristics, structure, and associated flank deformation. En: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (McGuire, W.J., Jones, A.P. y Neuberg, J., eds.). Geological Society Special Publication, Providence, 307-348.
- Downie, B., Hilbert-Wolf, H., Mtelega, C., O'Connor, P.M., Roberts, E., Stevens, N.J. (2017): Application of U-PB detrital zircon geochronology to drill cuttings for age control in hydrocarbon exploration wells: A case study from the Rukwa Rift Basin, Tanzania. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 101: 143-159.
- Duxbury, T.C., Christensen, P., Smith, D.E., Neumann, G.A., Kirk, R.L., Caplinger, M.A., Albee, A.A., Seregina, N.V., Neukum, G. y Archinal, B.A. (2014): The location of Airy-0, the Mars prime meridian reference, from stereo photogrammetric processing of THEMIS IR imaging and digital elevation data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119, 2471-2486.

- Fassett, C.I. y Head, J.W. (2006): Valley formation on martian volcanoes in the Hesperian: Evidence for melting of Summit snowpack, caldera lake formation, drainage and erosion on Ceraunius Tholus. *Icarus*, 189: 118-135.
- Fassett, C.I., Head, J.W. (2008): The timing of martian valley network activity: constraints from buffered crater counting. *Icarus* 195, 61-89.
- Gilbert, G.K. (1875): Report of the geology of portions of Nevada, Utah, California and Arizona examined in the years 1871 and 1872. *U.S. Geological Survey* 3: 17-187.
- Golombek, M.P., Grant, J.A., Cumpler, L., Greekey, R., Arvidson, R., Bell III, J.F., Weitz, C.M., Sullivan, R., Christensen, P.R., Soderblom, L.A., Squyres, S.W. (2006): Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *Journal of Geophysics Research*, 111.
- Greeley, R. y Schultz, P. (1977): Possible planetary analogs to Snake River Plain basalt features. En: *Volcanism of the Eastern Snake River Plain, Idaho: A comparative planetary geology guidebook* (R. Greeley y J. King, eds.). Office of Planetary Geology National Aeronautics and Space Administration, Washington D.C., 233-252.
- Greeley, R., Schneid, B.D. (1991): Magma generation on Mars: amounts, rates, and comparisons with Earth, Moon, and Venus. *Science*, 254. 996-998.
- Greeley, R., Spudis, P. (1981): Volcanism in Mars. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 19. 13-41.
- Gulick, V.G. y Baker, V.R. (1990): Origin and Evolution of Valleys on Martian Volcanoes. *Journal of geophysical research*, 95: 325-344.
- Hartmann, W.K., Neukum, G. (2001): Cratering Chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96. 165-194.
- Hauck II, S.A., Phillips, R.J. (2002): Thermal and crust evolution of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 107. 1-19.
- Hodges, C.A. y Moore, H.J. (1994): *Atlas of volcanic landforms on Mars*. U.S. Geological Survey, Washington, 201 p.
- Ivanov, B.A. (2001): Mars/Moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews*, 96. 87-104.
- Ivanov, M.A. y Head, J.W. (2006): Alba Patera, Mars: Topography, structure, and evolution of a unique late Hesperian-early Amazonian shield volcano. *Journal of geophysical research*, 11: 1-31.
- Lee, D.C., Halliday, A.N. (1997): Core formation on Mars and differentiated asteroids. *Nature*, 388, 854-857.
- Longstaff, A. (2015): *Astrobiology: An introduction*, CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Ratón, Miami, 274-275.
- Macdonald, G.A., Abbott, A.T. y Peterson, F.L. (1983): *Volcanoes in the Sea*. University of Hawaii Press, Honolulu, 517 p.
- Nakamura, K. (1976): Volcanoes as posible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 1-16.
- National Geographic Society, MOLA Science Team, MSS, JPL, Nasa, 2020. Mapa de Marte, proyección Winkel.Tripel. Consultado en <https://attic.gsfc.nasa.gov/mola/images.html> el 6 de abril, 2020.
- Neumann, G.A., Zuber, M.T., Wieczorek, M.A., McGovern, P.J., Lemoine, F.G., Smith, D.E. (2004): Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Greshake, A., Stöffler, D., Eugster, O. (2001): Ages and geologic histories of martian meteorites. *Space Science Reiews.*, 96: 105-164.

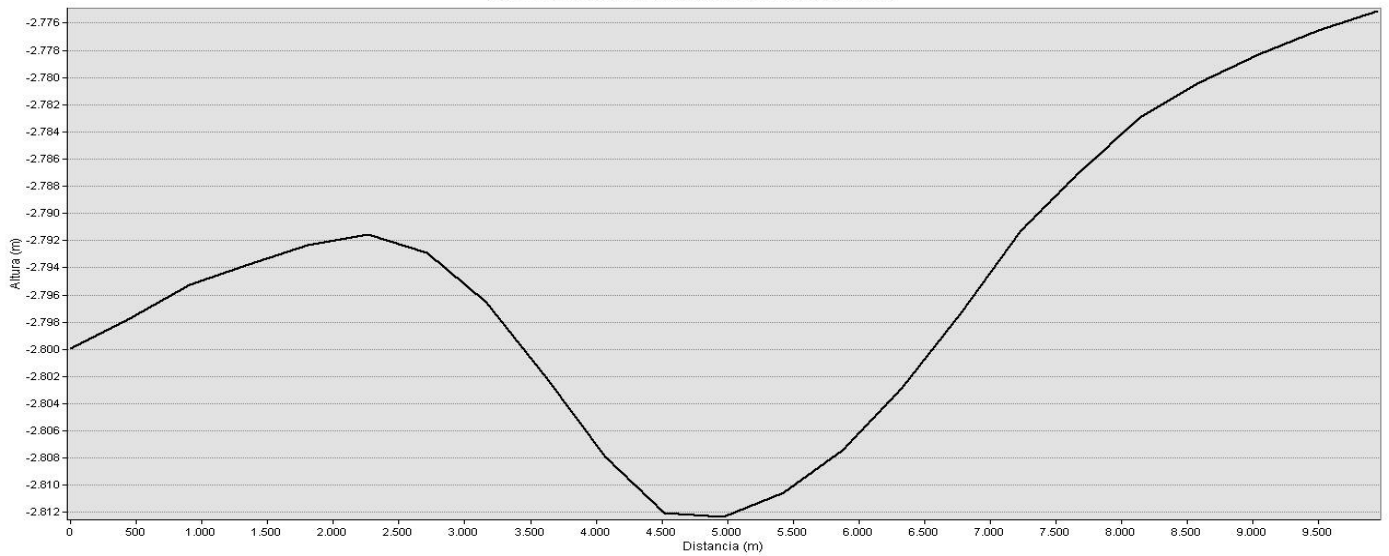
- Pierl, D. y Schneeberger, D. (1987): Some new designations for lava flows at Alba Patera. En: *Reports of Planetary Geology and Geophysics Program*. Office of Space Science and Applications, Washington D.C., 337-339.
- Plescia, J.B. (1998): Geology of Uranus Tholus, Mars. En: *Lunar and Planetary Science XXX*. U.S. Geological Survey.
- Plescia, J.B. (2004): Morphometric properties of Martian volcanoes. *Journal of geophysical research*, 109: 1-26.
- Saamundson, K (2010): East African Rift System – An Overview. En: *Short Course V on Exploration for Geothermal Resources*: 1-8.
- Scott, D.H., Carr, M.H. (1978): *Geologic map of Mars*. U.S. Geological Survey Misc. Inv. Map I-1083.
- Snyder, D. (en línea): An Observational History of Mars. Universidad de Michigan, 2002. Consultado en: <http://www.umich.edu/~lowbrows/reflections/2001/dsnyder.7.html> el 12 de mayo, 2020.
- Stewart, J.H. (1971): Basin and Range Structure: A System of Horsts and Grabens Produced by Deep-Seated Extension. *U.S. Geological Survey* 345:1019-1043.
- Strom, R.G., Croft, S.K., Barlow, N.G. (1992): The Martian Impact Cratering Record. En: *Mars*. The University of Arizona Press, Arizona, 383-423.
- Tanaka, K.L. (1986): The stratigraphy of Mars. *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference*, 17. *Journal of Geophysical Research*, 91, 139-158.
- Tanaka, K.L., Skinner, J.A., Dohm, J.M., Irwin, R.P., Kolb, E.J., Fortezzo, C.M., Platz, T., Michael, G.G. y Hare, T.M. (2014): Geologic Map of Mars. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3292, scale 1:20,000,000, pamphlet 43 p., <https://dx.doi.org/10.3133/sim3292>.
- Vijayan, S., y Bharti, R. (2017): Lobate debris apron and lineated valley fill around Taianca Montes, Mars: Implications for late amazonian glacial activity in the region. *Lunar and Planetary Science*, 48: 1-2.
- Zeitler, W., Ohlhof, T. y Ebner, H. (2000): Recomputation of the Global Mars Control-Point Network. *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*, 66, 155-161.

Anexo I: Perfiles topográficos de los grabens según su dirección

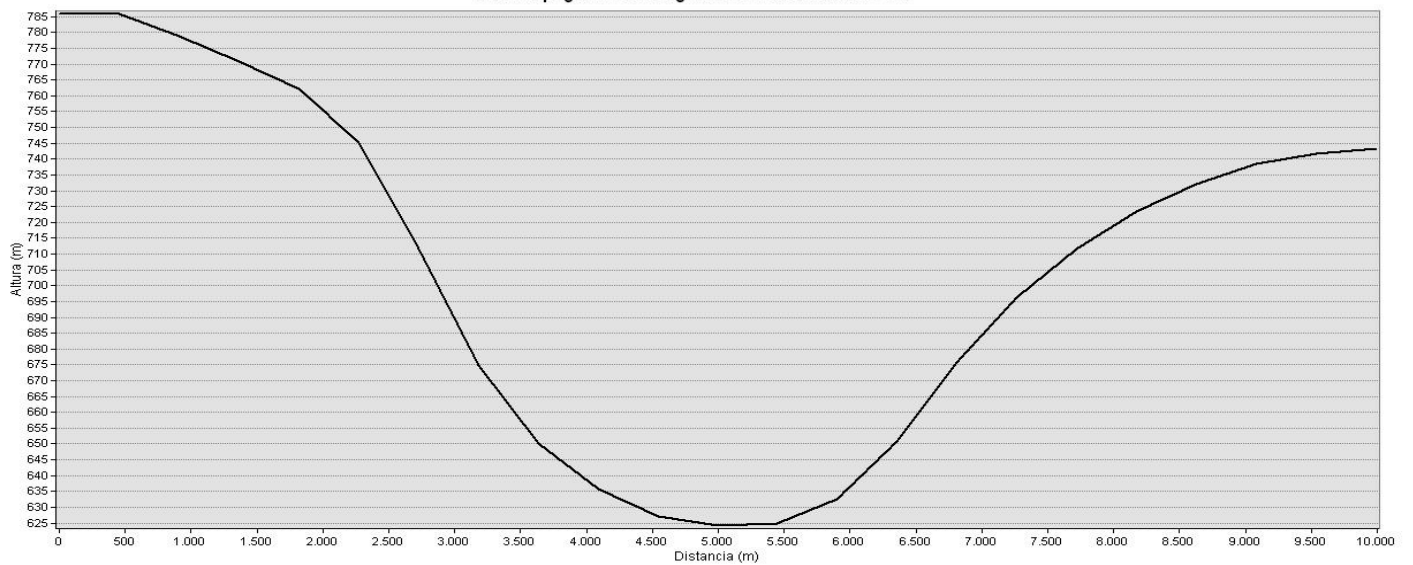
Perfil topográfico de un graben con dirección N-S



Perfil topográfico de un graben con dirección NE-SO



Perfil topográfico de un graben con dirección NO-SE



Estudio comparativo de estructuras tectónicas entre La Tierra y Marte

